

# **Lagerstättenlehre**

**Von**

**W. E. Petrascheck**

**Zweite Auflage**



**Wien • Springer-Verlag • 1961**

# Lagerstättenlehre

Ein kurzes Lehrbuch  
von den Bodenschätzen in der Erde

Von

**Dr. phil. Walther E. Petrascheck**

o. Professor an der Montanistischen Hochschule Leoben  
Gastprofessor an der Universität Wien

Zweite neubearbeitete Auflage  
nach der ersten Auflage von W. PETRASCHECK und W. E. PETRASCHECK

Mit 232 Textabbildungen



**Wien**  
**Springer-Verlag**  
1961

ISBN-13: 978-3-7091-7910-9      e-ISBN-13: 978-3-7091-7909-3  
DOI: 10.1007/978-3-7091-7909-3

Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung  
in fremde Sprachen, vorbehalten

Ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages  
ist es auch nicht gestattet, dieses Buch oder Teile daraus  
auf photomechanischem Wege (Photokopie, Mikrokopie)  
oder sonstwie zu vervielfältigen

© 1950 and 1961 by Springer-Verlag in Vienna

Softcover reprint of the hardcover 2nd edition 1961

## **Aus dem Vorwort zur ersten Auflage**

Es gibt viele und ausgezeichnete Handbücher über Mineral-Lagerstätten, umfangreiche und kurze, aber sie behandeln fast immer nur ein Teilgebiet, entweder nur Erze oder nur Kohlen oder nur nutzbare Mineralien usw. Es fehlt gerade in der deutschsprachigen Literatur ein Buch über das Gesamtgebiet der Lagerstättenlehre, das den Stoff in enger Auswahl kurz und einheitlich behandelt. Dies soll hiermit gegeben werden.

Es ist ein kurzes Lehrbuch und kein Handbuch. Der Umfang ist dem Bedarf der Studierenden der Geologie, der Mineralogie und des Bergwesens angepaßt. Das Buch ist auch entstanden aus den Vorlesungen, die wir alljährlich teils an der Montanistischen Hochschule Leoben (W. P.), teils an der Universität und Technischen Hochschule Breslau (W. E. P.) gehalten haben. Grundkenntnisse aus Geologie und Mineralogie sind vorausgesetzt.

Allgemeine Darlegungen über die Entstehung und Beurteilung der Bodenschätze vom geologischen und bergbaulichen Standpunkt sind gegenüber einer speziellen Beschreibung der Lagerstätten stark bevorzugt. Bei der Auswahl der Beispiele waren wir bestrebt, neben alt- und weitbekannten mitteleuropäischen und nordamerikanischen Typen auch weniger geläufige aus Südosteuropa und Osteuropa zu bringen.

Leoben, im August 1950

**W. Petrascheck und W. E. Petrascheck**

## **Vorwort zur zweiten Auflage**

Die zehn Jahre, welche seit dem Erscheinen der ersten Auflage vergangen sind, machten eine ausgiebige Neubearbeitung nötig.

Um den Charakter des Buches, — nämlich Lehrbuch und handlicher Behelf für Lagerstättenforscher — zu bewahren, wurde der Umfang nicht vergrößert. Dies war nur möglich, indem die Erweiterungen in den allgemeinen Ausführungen über Bildungstheorie und über die praktische Beurteilung der einzelnen Rohstoffe durch Kürzungen bei der Beschreibung spezieller Lagerstätten kompensiert wurden. Für deren Einsicht gibt die zitierte Literatur den Wegweiser.

Im Hinblick auf grundsätzliche Fortschritte der Erkenntnis wurden neu verfaßt: die Abschnitte über die Systematik der Erzlagerstätten, Chrom, Bauxit, Uran, geochemische Erzsuche, Lagerstättenreserven, Magnesit, Borate, Inkohlung und Erdölfallen. Aber auch der übrige Text wurde durchgreifend überarbeitet und teilweise umgestellt. Ein Viertel der Abbildungen wurde erneuert.

Der Springer-Verlag bewies sein bewährtes Verständnis gegenüber den Wünschen des Verfassers.

Leoben im Juli 1961

**Walther E. Petrascheck**



# Inhaltsverzeichnis

	Seite
Was sind Lagerstätten ? .....	1
<b>Erzlagerstätten</b> .....	<b>2</b>
Erster Abschnitt. Allgemeine Erzlagerstättenbildung .....	4
I. Magmatogene Lagerstättenbildung .....	4
Das Wesen der magmatischen Erstarrung und der zugehörigen Erz- bildung .....	4
Die liquidmagmatische Lagerstättenbildung .....	6
Die pegmatitische Lagerstättenbildung .....	7
Die pneumatolytische Lagerstättenbildung .....	7
Die hydrothermale Lagerstättenbildung .....	9
Die metasomatischen Lagerstätten .....	11
Die Imprägnationslagerstätten .....	13
Die Ganglagerstätten .....	14
Adelszonen .....	16
Hydrothermale Nebengesteinsveränderungen .....	18
Erzbildung und Temperatur .....	18
Die Mineralsuccession .....	20
Die primären Teufenunterschiede .....	20
Die zonare Verteilung .....	22
Plutonische und subvulkanische Lagerstätten und untermeerische Exhalations-Lagerstätten .....	24
Räumliche Verteilung der Lagerstätten in Bezug auf Intrusivmassen ..	26
Räumliche Verteilung der Erzlagerstätten in Bezug auf die regionale Tektonik .....	28
Räumliche Verteilung der Erzlagerstätten in Bezug auf die lokale Tektonik .....	30
II. Lagerstättenbildung durch Verwitterung .....	31
Verwitterungslagerstätten .....	31
Sekundäre Teufenunterschiede .....	33
III. Sedimentäre Lagerstättenbildung .....	35
Mechanisch-sedimentäre Erzlagerstätten .....	35
Chemisch-sedimentäre Erzlagerstätten .....	36
IV. Metamorphe Lagerstätten-Umbildung .....	38
V. Lagerstättenbildung durch Metamorphose und Lagerstättenregene- ration .....	39
VI. Systematik der Erzlagerstätten .....	40
VII. Geochemische und kristallchemische Prinzipien der Metallanreicherung	43
VIII. Metallogenetische Provinzen und Epochen .....	46
Zweiter Abschnitt. Die Lagerstätten der einzelnen Metalle .....	52
I. Die Eisen- und Stahlmetalle .....	52
1. Eisen .....	52
2. Mangan .....	63
3. Chrom .....	67
4. Nickel .....	73
5. Kobalt .....	76
6. Molybdän .....	77
7. Wolfram .....	80
8. Vanadium .....	81
II. Schwefelkies .....	83
III. Buntmetalle .....	88
1. Kupfer .....	88
2. Blei und Zink .....	101
3. Zinn .....	112
IV. Edelmetalle .....	115
1. Gold .....	115

	Seite
2. Silber .....	122
3. Platin und Platinbegleiter .....	124
V. Metalle für Sonderzwecke .....	126
1. Quecksilber .....	126
2. Antimon .....	128
3. Arsen .....	130
4. Wismut .....	131
5. Uran und Radium .....	132
6. Thorium, Cer und seltene Erden .....	137
7. Zirkon .....	138
8. Titan, Niob, Tantal .....	138
9. Beryllium .....	139
10. Lithium .....	140
VI. Leichtmetalle .....	140
1. Aluminium .....	140
2. Magnesium .....	145
Dritter Abschnitt. Aufsuchung und Begutachtung von Erzlager- stätten .....	147
I. Die Wirtschaftlichkeit des Erzbergbaues .....	147
1. Die allgemeinen wirtschaftlichen Grundprinzipien .....	147
2. Die besonderen Bedingungen der Abbauwürdigkeit .....	149
II. Die Aufsuchung von Erzlagerstätten (Prospektion) .....	151
1. Vorerkundungen .....	151
2. Die rein geologischen Methoden .....	151
3. Geophysikalische Methoden .....	152
4. Geochemische Methoden .....	155
5. Bergmännische Methoden .....	156
III. Die Begutachtung von Erzlagerstätten .....	157
1. Die Schätzung der Substanzziffer .....	157
2. Die Probenahme .....	163
3. Das Gutachten .....	164
<b>Industrie-Mineraie, Steine und Erden .....</b>	<b>166</b>
1. Graphit .....	166
2. Talk und talkähnliche Schiefer .....	170
3. Magnesit .....	173
4. Olivin, Diaspor, Sillimanit .....	178
5. Feldspat .....	178
6. Quarzit .....	179
7. Quarzsand .....	182
8. Kaolin .....	184
9. Ton .....	189
Feuerfeste Tone .....	191
Flinttone .....	193
10. Bentonit .....	195
11. Kieselgur .....	198
12. Glimmer, Vermiculit .....	199
13. Asbest (Amianth) .....	200
14. Traß .....	201
15. Perlit .....	202
16. Kalkstein .....	202
17. Dolomit .....	203
18. Lithographischer Schiefer .....	203
19. Gips und Anhydrit .....	204
20. Schwefel .....	205
21. Baryt (Schwerspat) und Witherit (BaCO <sub>3</sub> ) .....	208
22. Fluorit (Flußspat) .....	210
23. Quarz .....	210
24. Diamant .....	211
25. Wetzsteine und Schleifmittel .....	213
26. Farberden .....	214
27. Phosphate .....	215
28. Salpeter .....	218
29. Borate .....	219
<b>Salze .....</b>	<b>222</b>
I. Die Salzmineralien und Salzgesteine .....	222
II. Die Bildung der Salzlager .....	222
1. Die Salzbildung in der Gegenwart .....	222
Physiko-chemische Bedingungen .....	222
Klimatische Bedingungen .....	224
Räumliche Bedingungen .....	224
2. Die Salzbildung der geologischen Vergangenheit .....	225
Physiko-chemische Bedingungen .....	225
Paläoklimatische Bedingungen .....	227
Räumliche (paläogeographische) Bedingungen .....	228

	Seite
III. Die Umformung der Salzlager .....	229
1. Die Umformung der Salzgesteine .....	229
Die thermisch-chemische Umwandlung .....	229
Die mechanisch-tektonische Umwandlung und der Stoffumsatz ..	230
2. Die Formen der Salzlagerstätten .....	232
3. Die descendente Umwandlung der Salzlagerstätten .....	234
IV. Die Aufsuchung von Salzstöcken .....	235
V. Wichtige Salzlagerstätten .....	235
1. Die Salze des deutschen Zechstein .....	235
2. Die Permsalze Rußlands .....	237
3. Die Permsalze Nordamerikas .....	238
4. Das permotriadische Salz .....	238
5. Die tertiären Salze des Karpatenvorlandes .....	241
Rumänien .....	241
Galizien .....	242
6. Die alttertiären Salze im Oberrheintal und im Ebro-Becken .....	243
<b>Kohle</b> .....	<b>245</b>
I. Kohle und Kohlenarten .....	245
Die Streifenarten .....	249
II. Chemische und physikalische Eigenschaften der Kohle .....	249
Wassergehalt .....	252
Die Asche .....	253
Der Schwefel in der Kohle .....	256
Gase in Kohle .....	257
Physikalische Eigenschaften der Kohle .....	257
Die organischen Baustoffe der Kohle (Zerlegungs-Analyse) .....	259
Kokbarkeit und Schwelbarkeit .....	263
Groß-Strukturformen der Kohle .....	264
Die pflanzliche Mikrostruktur der Kohle (Kohlenpetrographie) .....	265
Bedeutung der Gefügebestandteile für die Qualität der Kohle .....	270
III. Die Kohlenlager .....	272
Typen und Dimensionen der Kohlenlager .....	272
Flözzmittel und Flözvertaubung .....	273
Einschlüsse der Kohlenlager .....	275
Das Nebengestein der Flöze .....	276
Tektonische Veränderungen der Kohlenlager .....	278
Exogene Veränderungen der Kohlenlager .....	280
Entstehung der Kohlenlager .....	283
Entstehung der Torfmoore .....	284
Bildungsraum und -zeit .....	287
Autochthon und Allochthon .....	288
Karbonmoore und Tertiärmoore .....	290
IV. Der Inkohlungsprozeß .....	292
Der biochemische Prozeß der Vertorfung .....	292
Der geochemische Teil des Inkohlungsvorganges. Die Bestimmung des Inkohlungsgrades .....	293
Die Ursachen der Inkohlung .....	294
Der Einfluß der Zeit .....	294
Der Einfluß der Temperatur .....	297
Der Einfluß der Überlagerung .....	302
Der Einfluß des tektonischen Druckes .....	304
Nebeneinflüsse auf die Inkohlung .....	306
Regionale Inkohlungsstudien .....	306
Inkohlungsexperimente .....	307
Das Auftreten der Gase in der Kohle .....	307
V. Anwendung der Kohlengeologie .....	311
Die Identifizierung von Kohlenflözen .....	311
Die Konstatierung von Kohle in Bohrlöchern .....	312
Bauwürdigkeit und Vorratsschätzung .....	313
Die Kohlenvorräte der Erde und ihre Verteilung .....	314
Beispiele von Schichtfolgen einiger Kohlenreviere .....	315

	Seite
<b>Erdölgeologie</b> .....	321
I. Chemische und physikalische Eigenschaften der Bitumina .....	321
II. Die Entstehung von Erdöl und Erdgas .....	325
III. Art und Bildung der Erdöllagerstätten .....	326
Muttergesteine (source beds) .....	327
Einfluß der Gesteinsverfestigung .....	329
Reservoirgesteine .....	329
Öl-Strukturen .....	332
Sekundäre Ölvorkommen .....	340
Ölfeldwasser .....	341
Migration .....	343
IV. Das Aufsuchen von Öllagerstätten .....	344
Geophysik .....	347
Geochemische Schurfmethoden .....	348
Fliegeraufnahmen .....	349
Anlage von Bohrlöchern .....	349
V. Die Lagerstättenenergie .....	352
VI. Vorratsberechnung und Ergiebigkeit .....	354
Die Ausbeutung der Ölfelder .....	357
Ozokerit und Asphalt .....	361
Ölschiefer .....	363
Beispiele von Schichtfolgen in Erdölrevieren .....	364
<b>Ortsverzeichnis</b> .....	369
<b>Sachverzeichnis</b> .....	372

## Was sind Lagerstätten?

*Lagerstätten* nennt man jene natürlichen Anhäufungen nutzbarer Minerale und Gesteine, die nach Größe und Inhalt für eine wirtschaftliche Gewinnung in Betracht kommen können. Mineral- und Gesteinsvorkommen, die zu klein sind, um jemals bauwürdig zu sein, nennt man Vorkommen.

Vom geochemischen Standpunkt gesehen sind Lagerstätten überdurchschnittliche Anreicherungen eines Stoffes in der Erdkruste. Man nennt das Verhältnis des Prozentgehaltes eines Stoffes in seiner Lagerstätte zu seinem durchschnittlichen Gehalt in der Gesteinskruste den *Anreicherungsfaktor*. Der mittlere Eisen-gehalt der Erdkruste ist 7% — bei der Bildung einer Magnetitlagerstätte mit 70% Fe kam also ein Anreicherungsfaktor von 10 zur Auswirkung; bei der Bildung einer Kupferlagerstätte mit 1% Cu und einem Durchschnittsgehalt von 0,01% Cu in der Kruste ein Faktor von 100, bei der Bildung eines Pechblendeganges mit 1% U aus einem Granitareal mit 10 g U/Tonne ein Faktor von 1000, bei der Bildung einer Erdöllagerstätte aus einer Meeresablagerung ein Faktor von etwa 15.

Die Ursachen der Stoffanreicherung, also der Lagerstättenbildung sind äußerst mannigfach. Schwere Stoffe können aus der Schmelze absinkend sich an der Basis eines magmatischen Gesteinsmassivs ansammeln, wie z. B. Chrom, flüchtige Stoffe können nach oben entweichen, wie z. B. Zinn, Minerale aus Lösungen setzen sich in den Spalten der spröden Gesteine ab, plastische Stoffe wie Salz werden in die Stellen der Druckentlastung eingepreßt, leichtere Flüssigkeiten schwimmen oben auf dem Porenwasser der Sandsteine wie das Öl, Kohlen wurden gebildet, wo die Pflanzen günstige Lebens- und Erhaltungsbedingungen fanden.

Jede Lagerstätte ist eine Anomalie in der Erdkruste, die geologisch verstanden werden muß. Oft ist es zweckmäßig, bei der Beurteilung einer Lagerstätte vorerst die normale Schichtfolge und die normale Gesteinsausbildung der näheren Umgebung der Lagerstätte zu studieren. Dann werden die Anomalien und die Veränderungen, die mit der Lagerstätte zusammenhängen, erkennbar.

Wie die Geologie sich als Lehrfach an Bergbau-Hochschulen aus der Mineralogie entwickelt hat, so hat sich auf diesen auch die Lagerstättenlehre aus der Geologie entwickelt. Dem Bergmann kommt es bei den Lagerstätten vor allem darauf an, wo und wie sie gefunden werden können, welche Größe und welche Gestalt sie haben, denn davon hängen seine Schurf- und seine Gewinnungsmethoden ab. Für alle diese Eigenschaften und Merkmale ist die Geologie maßgebend. Für die Beurteilung des stofflichen Inhalts, seiner Aufbereitbarkeit und Marktfähigkeit und auch seiner Entstehung sind mineralogische Methoden und Kenntnisse erforderlich.

Die Lagerstättenlehre ist aber nicht nur eine praktische Disziplin, ihre Ergebnisse stehen in enger Wechselbeziehung zur allgemeinen und regionalen Geologie. Lagerstättenkundliche Forschungen werden darum in zunehmendem Maße bei rein geologischen Betrachtungen verwendet.

Lehrbücher der gesamten Lagerstättenlehre: A. M. BATEMAN, *Economic mineral deposits*, New York 1951. — A. G. BETECHTIN, P. M. TATARINOW, *Kurs mestoroždenij polesnich iskopaemich*, Moskau 1946. — E. RAGUIN, *Géologie des gites minéraux*, Paris 1949.

Zeitschriften mit stark lagerstättenkundlichem Inhalt: Z. Erzbergb. Metallhüttenw. (Erz-Metall), Stuttgart. — Z. angew. Geol., Berlin, DDR. — Berg- u. Hüttenm. Mh., Wien. — Erdöl u. Kohle, Hamburg. — Econ. Geol., Lancaster, Pa. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa. — Chronique des Mines et Rech. Min., Paris.

# Erzlagerstätten

## Einführung

Wir verstehen in der Lagerstättenkunde unter Erzen metallhaltige Gesteine und Mineralgemenge, aus denen mit technischen Methoden und mit wirtschaftlichem Nutzen Metalle oder Metallverbindungen gewonnen werden können.

Diese lagerstättenkundliche Begriffsbestimmung des Erzes, die auch für die Bergwirtschaft und das Bergrecht maßgeblich ist, unterscheidet sich von der mineralogischen. Während in der Mineralogie z. B. das Mineral Bleiglanz oder das Mineral Chromit Erz ist, bezeichnet der Lagerstätteugeologe und der Bergmann auch eine Gangfüllung, in welcher 20% Bleiglanz mit 80% Quarz verwachsen sind, oder einen Serpentin, der 50% Chromit eingesprengt enthält, als Erz. Die mit den Erzmineralien zusammen vorkommenden und gemeinsam abgebauten tauben Mineralien werden Gangarten genannt. Diese Bezeichnung hat sich auch für jene Fälle eingebürgert, wo die Erzmineralien und ihre Begleiter nicht in Gangspalten auftreten. Die Trennung der Erzmineralien von den Gangarten ist Sache der Aufbereitungstechnik.

Die in der Definition ausgesprochene Forderung, daß die Metallgewinnung aus den Erzen mit Nutzen ausführbar sein soll, setzt dem Metallgehalt eine untere, wenn auch nach dem zeitbedingten Stande der Technik veränderliche Grenze. Die Bauwürdigkeitsgrenzen für die einzelnen Erze werden im speziellen Teil des Buches genannt.

Die Erzlagerstätten sind überdurchschnittliche Metallanreicherungen in der Erdkruste. Man hat berechnet, daß von dem ganzen Eisen, welches als Gesteinsgemengteil unter der Oberfläche der Vereinigten Staaten bis 300 m Tiefe vorkommt, nur 0,01% zu Lagerstätten angereichert ist. Während der durchschnittliche Eisengehalt der Erdkruste 5% beträgt, sind auf der Lagerstätte von Kirunavara-Luossavore in Nordschweden in einem Bereich von 15 km Länge, 70 m Breite und 800 m Tiefe rund 1,5 Milliarden Tonnen Magneteisenerz mit einem Metallinhalt von 1 Milliarde Tonnen Eisen nachgewiesen. Der durchschnittliche Kupfergehalt der Erdrinde ist 0,01%; in Bingham (Utah) liegen in einem Raum von knapp 2 qkm und 700 m Tiefe 8 Millionen Tonnen Kupfer. Das sind Beispiele von Riesenlagerstätten. Aber auch die kleinsten Erzlagerstätten stellen überdurchschnittliche Metallkonzentrationen dar und auch innerhalb einer Lagerstätte gibt es reichere und ärmere Partien.

Diese Anreicherungen bilden sich im Laufe des geologischen Geschehens, beim Aufbau und Abbau der Gesteine. Für die verschiedenen Metalle sind im irdischen Kreislauf der Stoffe die „Stauungsstellen“ verschiedene, je nach dem chemischen Verhalten des betreffenden Metalls oder dem mechanischen Verhalten seiner mineralischen Verbindungen. Daneben spielen die mannigfachen Faktoren der geologischen Raumschaffung eine maßgebliche Rolle.

*Es ist die wissenschaftliche Aufgabe der Lagerstättenkunde, die Metallanreicherungen zu erklären, und ihr praktisches Ziel, die Anreicherungsorte nach Möglichkeit vorauszusagen.*

Sowohl im allgemeinen wie im speziellen Teil dieses Buches wird daher auf die Hervorhebung der äußerst mannigfaltigen Gesetzmäßigkeiten bei der Erzanreicherung besonderes Gewicht gelegt. Gewiß ist jede Lagerstätte ein geologisch-

mineralogisches Individuum mit mehr als genug unerklärten „Zufälligkeiten“, aber es muß doch jedermann, der ein Vorkommen wissenschaftlich oder praktisch zu beurteilen hat, bestrebt sein, darin soviel als möglich von allgemeinen oder besonderen Gesetzmäßigkeiten zu erkennen, um die qualitative und quantitative Bewertung auch der nicht sichtbaren Lagerstättenteile zu ermöglichen und die Aufschlußarbeiten in bestimmte Richtung zu weisen.

Die Hauptvorgänge bei der Bildung und Umbildung der Gesteine sind bekanntlich die magmatischen Vorgänge, die Verwitterung, die Sedimentation und die Metamorphose. Jedem dieser Vorgänge sind lagerstättenbildende Prozesse zugeordnet. Demnach unterscheiden wir magmatogene Lagerstätten, Verwitterungslagerstätten, sedimentäre Lagerstätten und metamorphe Lagerstätten, wenngleich die letzteren als Umwandlungsprodukte meist in die anderen Kategorien eingruppiert werden können, sofern man ihre ursprüngliche Entstehung erkennt. Überdies wirken auch die mannigfaltigen Vorgänge der Metamorphose bisweilen metallkonzentrierend; man spricht dann von metamorphogenen Lagerstätten. Nach diesen allgemein üblichen Gesichtspunkten wird auch in diesem Lehrbuch die Lagerstättenbildung behandelt und die Einteilung der Lagerstätten gegeben. Die spezielle Lagerstättenbeschreibung aber wird nach den einzelnen Metallen gebracht, da dies für die praktische Kenntnis das wichtigere ist und da außerdem die genetische Einstufung noch in vielen Fällen umstritten ist. Auch gibt das spezifische geochemische Verhalten der einzelnen Elemente durchaus eine theoretische Begründung für die gewählte Anordnung des Stoffes.

Als wichtige Lehrbücher der Erzlagerstättenkunde seien genannt:

H. SCHNEIDERHÖHN, Erzlagerstätten (Kurzvorlesungen) 1958.

H. SCHNEIDERHÖHN, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde (vorderhand nur der 1. Band, Magmatogene Lagerstätten, erschienen), Jena 1941.

H. SCHNEIDERHÖHN, Die Erzlagerstätten der Erde, 1. Band, Stuttgart 1958.

BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT, Die Lagerstätten der nutzbaren Minerale und Gesteine, I. und II. Band, Stuttgart 1921.

G. BERG, Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe, Leipzig 1929.

W. LINDGREN, Mineral deposits, New York 1933.

F. HERMANN, Les richesses minérales du monde.

In diesen (mit Ausnahme der Kurzvorlesungen SCHNEIDERHÖHNS) meist ausführlichen Lehr- und Handbüchern ist die allgemeine und spezielle Original-literatur angeführt. Die Handbücher sind für jede eingehende Beschäftigung mit dem Stoff, insbesondere für die genauere Information über die einzelnen Lagerstätten, unentbehrlich. Für die einzelnen Metalle sind im speziellen Abschnitt dieses Buches, soweit vorhanden, zusammenfassende Darstellungen zitiert. Als regionale Lagerstättenzusammenstellung sei besonders erwähnt: G. FRIEDENSBURG, Die Bergwirtschaft der Erde.

## Allgemeine Erzlagerstättenbildung

### I. Magmatogene Lagerstättenbildung

Eine sehr große und sehr mannigfaltige Gruppe der Erzlagerstätten verdankt ihre Entstehung den verschiedenen Vorgängen bei der allmählichen Abkühlung des Silikatschmelzflusses in der Erdkruste, den wir Magma nennen. Die nutzbaren Vorkommen, z. B. von Antimon, Quecksilber, Wismut sind durchwegs im Zusammenhang mit solchen magmatischen, also vulkanischen oder tiefen-vulkanischen Vorgängen entstanden, die Vorkommen von Chrom, Silber u. a. zum weitaus überwiegenden Teil. Andere Erze sind zwar ursprünglich magmatogener Herkunft, wie z. B. Gold- und Zinnerz, können sich aber auch bei bestimmten Vorgängen der Sedimentation erhalten und anreichern. Die magmatogene Erzbildung muß aber als die primäre an die Spitze der Betrachtung über Lagerstättenentstehung gestellt werden.

Dabei ist die magmatische Herkunft in weitem Sinne zu verstehen. Sie umfaßt alle Vorgänge von der früheren Aussaigerung des Erzanteiles direkt aus einer basischen Schmelze bis zum Mineralabsatz aus weit gewanderten und schon mit dem oberflächennahen Grundwasser vermischten wässrigen Restlösungen, welche in den letzten Phasen der Erstarrung von einem tiefen granitischen Herd abgespalten worden sind.

#### Das Wesen der magmatischen Erstarrung und der zugehörigen Erzbildung

Aus einer ursprünglichen Schmelze von gabbroider Zusammensetzung scheiden sich als früheste Bildungen Kristalle von Olivin, Chromit und Magnetit ab, welche infolge ihrer Schwere absinken; später Augit, Eisensulfid und basische Feldspäte, danach Hornblende, Biotit und mittelsaurer Feldspat, schließlich saurer Feldspat, Muskowit und Quarz. Die Schmelze selbst nimmt durch diese allmähliche Abscheidung der basischen Komponenten vorerst eine dioritische, dann eine granitische Zusammensetzung an. Nach der Ausscheidung des überwiegenden Teiles der Silikate verbleiben wässrige Restlösungen.

Der früheste Abschnitt dieses Prozesses heißt Erstkristallisation, der mittlere, während dessen sich die Hauptmasse der Erstarrungsgesteine bildet, Hauptkristallisation, der letzte Restkristallisation. V. M. GOLDSCHMIDT hat dies durch folgendes Schema anschaulich gemacht (Abb. 1):

Die bei der *Erstkristallisation* ausgeschiedenen Komponenten können nur dann lagerstättenbildend in Erscheinung treten, wenn sie auch räumlich von der Schmelze abgetrennt werden. Bei den spezifisch schweren Mineralien erfolgt dies zweifellos in vielen Fällen durch die Schwerkraft. (Gravitative Gesteins-differentiation nach N. BOWEN.) Dafür geben die mächtigen, flachen Intrusivmassen des Bushveldes in Südafrika oder des Sudbury Massivs in Kanada ausgezeichnete Beispiele. In beiden Fällen liegen basische, aus Augit und z. T. auch aus Olivin bestehende Gesteine unten und syenitisch-granitische Gesteine zu oberst. An die tiefe basische Zone sind im Bushveld mächtige Lagen von Chromerz und von Platin haltigem Magnetkies gebunden, in Sudbury große Lagerstätten von Nickel-Magnetkies. Auch kleinere ultrabasische Einzelmassive allenthalben



in der Welt zeigen ihre Frühausscheidungen vielfach an der Basis angereichert (Abb. 2).

Jene Lagerstätten, welche durch frühe Aussaigerung aus der flüssigen Schmelze abgespalten worden sind, bezeichnet man als *liquid-magmatische Lagerstätten*. Sie können also ein Produkt der Erstkristallisation sein, wie ein Teil der Chromerze, oder ein Produkt einer früh entmischten, aber wegen des Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen erst später verfestigten Schmelzfraction, wie die Nickel-Magnetkiese.

Während der *Hauptkristallisation* entstehen zumeist keine Erzlagerstätten. Hier ist die Menge der gebildeten gewöhnlichen gesteinsbildenden Silikate so groß, daß die wenigen ausgeschiedenen Erzminerale nicht zur Geltung kommen. Nur ausnahmsweise ist z. B. der accessorische Zirkonanteil in Nephelinsyeniten hoch genug, um bauwürdig zu sein.

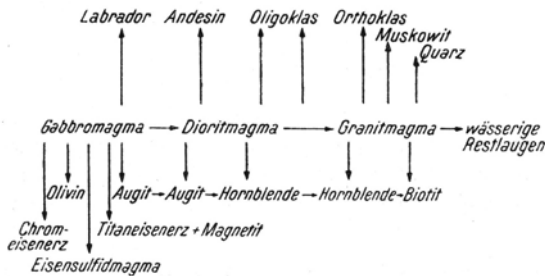


Abb. 1. Schema der Kristallisations-Differentiation in Silikategesteinen. (Nach V. M. GOLDSCHMIDT.)



Abb. 2. Basale Anreicherung von Ni-Magnetkies in Meinkjär. (Nach H. L. VOGT.)

Die überwiegende Menge der Erze bildet sich während der verschiedenen Stadien der *Restkristallisation*. Das Wesen derselben liegt in der Anreicherung der flüchtigen Bestandteile im Laufe der magmatischen Erstarrung. Die Magmen sind keine trockenen Schmelzen, sondern sie enthalten Wasser (im überkritischen Zustand), Chloride, Fluoride, Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und andere leichtflüchtige Komponenten. An diese, besonders wohl an die Halogenide und den Schwefel, sind die Schwermetalle gebunden.

Eine normale natürliche Basaltschmelze hat einen Wassergehalt von 4%, eine Granitschmelze von 8%. Im Zuge der Hauptkristallisation scheidet sich aus der Schmelze ein so großer Teil der festen Bestandteile ab, daß die leichtflüchtigen immer mehr angereichert werden. Die pegmatitische Schmelze ist bereits außerordentlich wasserreich. Bei der auch im pegmatitischen Stadium weiterschreitenden Abscheidung der festen silikatischen Komponenten wird der verbleibende Anteil an flüchtigen, die damit freigesetzt werden, so groß, daß es zu deren Absiedeln kommt. Es handelt sich also um eine Zunahme der Innenspannung bei sinkender Temperatur („Retrogrades Sieden“).

Dieses Stadium, bei dem aus der größtenteils schon erstarrten Schmelze Dämpfe, bzw. bei hohem Außendruck überkritische, fluide Lösungen entweichen, wird das *pneumatolytische* genannt.

Erst bei weiterer Abkühlung kondensieren die Dämpfe und es entweichen heiße, später kühlere, stark mineralisierte wässrige Lösungen. Dies ist das *hydrothermale Stadium*.

Diese Verhältnisse werden anschaulich dargestellt in dem nachstehenden, von P. NIGGLI entworfenen Diagramm (Abb. 3). Die linke Hälfte des Schaubildes zeigt die Kurve, nach der sich bei abnehmender Temperatur die feste Komponente abscheidet und damit die flüchtige anreichert; die rechte Hälfte zeigt die damit verbundene anfängliche Zunahme des inneren Dampfdruckes bis zu seinem pneumatolytischen Höchstwert und seine weitere Abnahme bei der späteren Kondensation.

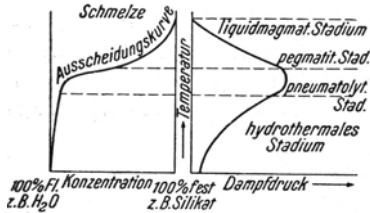


Abb. 3. Anreicherung der flüchtigen Bestandteile und Veränderung des Dampfdruckes bei der magmatischen Erstarrung. (Nach P. NIGGLI.)

An die flüchtigen Bestandteile sind, wie erwähnt und im folgenden noch begründet werden wird, die Metalle vorwiegend gebunden. Die Bedeutung der leichtflüchtigen Komponenten im Magma ist besonders von P. NIGGLI betont und untersucht worden.

### Die liquidmagmatische Lagerstättenbildung

Die aus der Schmelze früh ausgeschiedenen oder von ihr abgetrennten Erze können in verschiedener Weise zu Lagerstätten konzentriert werden. Die Unterschiede liegen meist darin, daß der Erzanteil früher oder später erstarrt ist als das Nebengestein und ferner, daß die Erstarrung in einer ruhigen oder in einer bewegten Schmelze vorstatten ging.

Wenn die Erzminerale zuerst ausgeschieden wurden, so sanken sie in einer ruhigen Schmelze in der vorerwähnten Weise an die Basis des Magmenkörpers ab. Diese *gravitative Differentiation* konnte umso vollständiger verlaufen, je ungestörter die magmatische Masse bei und nach ihrer Platznahme blieb. Nur dann konnte es rein unter der Einwirkung des Schwerfeldes zu jener eigenartigen magmatischen Schichtung kommen, welche sich z. B. im Bushveld durch horizontale Chromerzflöze von vielen Quadratkilometern Ausdehnung kundgibt. Dort aber, wo die *Erstarrung unter Bewegung* stattfand, wurden die Differentiate in der Fließrichtung längs gestreckt und bilden darum die sogenannten *Schlieren* mitten im Massiv.

Auch die Bewegung kann zu einer Sonderung führen, indem etwa früher verfestigte Teile der Schmelze zurückbleiben oder länger flüssig bleibende Teile abgequetscht und z. T. sogar in das Nebengestein eingepreßt werden können. Das war bei Chromerzgängen und bei den abzweigenden Nickel-Magnetkieskörpern von Sudbury der Fall. Die Vorstellung, daß leichter flüchtige Restschmelzen aus einem Kristallbrei ausgepreßt werden, nennt man „*filterpressing*“.

Nach A. M. BATEMAN unterscheidet man folgende Stadien der liquidmagmatischen Lagerstättenbildung:

Frühmagmatisch	{	Eingesprengte Erstausscheidung Erstausscheidung und Trennung durch Schwerkraft
Spätmagmatisch	{	Späte Trennung lange flüssiger Schmelzfractionen und deren gravitatives Absinken Injektion der Restschmelzfraction im Nebengestein

Die Grundformen der liquidmagmatischen Lagerstätten sind magmatische Flöze, Schlieren oder injizierte Massen. Für ihre Aufsuchung ist die petrographisch-geologische Untersuchung des Innenbaues und des Fließgefüges der Intrusivmasse wichtig.

### Die pegmatitische Lagerstättenbildung

Die pegmatitischen Schmelzen sind sehr reich an leichtflüchtigen Bestandteilen. Das ist bewiesen durch das oft reichliche Auftreten des wasserhaltigen Glimmers, der in Pegmatitgängen — kennzeichnenderweise gerne am hangenden Salband — zu bauwürdigen, großtafeligen Nestern angereichert sein kann, und durch das Vorkommen von Bor- und Fluor haltigen Mineralien wie Turmalin und Topas. Die Flüssigkeitseinschlüsse in Pegmatitquarzen bestehen aus Wasser, Kohlensäure und Chloriden. In den Pegmatiten erscheinen seltene Stoffe, welche in den Mineralien der gewöhnlichen Erstarrungsgesteine nicht vorzukommen pflegen, wie Beryllium als Beryll  $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$ , Lithium als Spodumen  $\text{LiAl}(\text{SiO}_3)_2$ , Yttrium, Cer, Niob, Tantal. Unter den Erzen können bis zur Bauwürdigkeit angereichert sein: Zinnstein (Zinnpegmatite von Südafrika), Wolframit (Burma), Molybdänglanz (Norwegen), Kryolith  $\text{Na}_3\text{Al}_2\text{F}_6$  (Grönland), Gold (Morrho Velho in Brasilien) u. a. m.

Für die häufigen Granitpegmatite sind besonders kennzeichnend die Elemente F (Fluor-Apatit!), B, Li, Be, Wo, Sn, für die selteneren Gabbro-Pegmatite Cl (Chlor-Apatit), P, Ti, Cu. Die an die Alkaligesteinsprovinzen geknüpften Nephelinsyenit-Pegmatite führen reichlich P, F, Zr, Ce, Nb. Über den Chemismus der Pegmatite verdankt man A. FERSMAN ein wertvolles Buch.

Pegmatitische Erzlagerstätten sind im Vergleich zu den anderen magmatischen Erzlagerstätten relativ selten. Die Pegmatite spielen wirtschaftlich mehr für bestimmte Nicht-Erze (Glimmer, Feldspat, Quarz, — besonders den in der Funktechnik benötigten Piezo-Quarz — Apatit) oder besondere, seltenere Mineralien (Beryll, Smaragd, Kryolith, Lithium-Mineralien) eine Rolle.

Die Seltenheit pegmatitischer Erzgänge ist als ein Argument gegen die Verknüpfung von Intrusivmagma und Erz verwendet worden. Die Erklärung liegt aber darin, daß die Metalle zugleich mit der Gasphase aus dem Magma entweichen.

Die Pegmatite bilden Linsen und Gänge, deren Mächtigkeit bis zu einigen Zehnern von Metern betragen kann, aber im Streichen und Fallen rasch wechselt. Langanhaltendes, geradliniges Fortstreichen ist bei Pegmatitgängen nicht üblich. Häufig finden wir Lagergänge, die in die Schieferungsflächen von Gneisen und Glimmerschiefern konkordant eingeschaltet sind, diese aber im weiteren Verlauf wieder quer durchbrechen. Die Pegmatite finden sich naturgemäß nur in der näheren Umgebung größerer Intrusivmassen.

### Die pneumatolytische Lagerstättenbildung

Für die Zusammensetzung der Entgasungsprodukte des Magmas geben die Exhalationen der tätigen Vulkane ein lehrreiches Beispiel.

Bei den Gasausbrüchen am Vesuv und fast gleich bei denen des Ätna ist folgende Reihenfolge der ausströmenden Stoffe festgestellt worden:

1. KCl, NaCl,  $\text{MnCl}_2$  — 2.  $\text{NH}_4\text{Cl}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  — 3. HCl,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{FeCl}_2$ ,  $\text{CuCl}_2$  — 4. HCl,  $\text{SO}_2$ , H, S,  $\text{CO}_2$  — 5.  $\text{H}_2\text{O}$ .

Die Temperatur der Fumarolen beträgt maximal 650 Grad Celsius. An den Gasaustrittsstellen schlagen sich verschiedene kennzeichnende Mineralien, darunter auch Erze nieder. So wurden unter den Sublimaten von Vulcano festgestellt: S, Te,  $\text{B}_2\text{O}_3$ , NaCl,  $\text{NH}_4\text{Cl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  · 10  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Li}_2\text{SO}_4$  und Salze von Co, Sn und Cu.

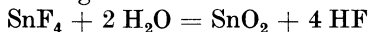
Auch am Vesuv wurden Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit und viele Chloride gefunden. In Katmai (Alaska) enthalten die an den Fumarolen gebildeten Mineralkrusten erkennbare Kristalle von Eisenglanz, Magnetit, Pyrit, Bleiglanz und Zinkblende.

Besonders der Eisenglanz ist ein immer wiederkehrendes Mineral der Vulkane. Er entsteht durch Reaktion des exhaliierten Eisenchlorides mit Wasserdampf, wobei Salzsäure frei wird.

Die aus den Vulkanen ausströmenden Gasmengen sind sehr bedeutend. So ist bei der Vesuveruption des Jahres 1906 durch 20 Stunden hindurch komprimiertes Gas ausgeblasen worden, das eine 13 km hohe Säule gebildet hat. Die Fumarolen des berühmten „Tales der Zehntausend Dämpfe“ in Katmai liefern jährlich 1,250.000 to HCl und 200.000 to HF. Dabei ist der Gehalt der Katmaidämpfe nur 0,03% HF. Die Halemaumau-Dämpfe führen neben H<sub>2</sub>O noch 13% CO<sub>2</sub> und 7% SO<sub>2</sub>.

Dennoch darf man die Gasaushauchungen der Vulkane und die damit verbundene Mineralbildung nicht unmittelbar mit der durch die magmatische Entgasung verursachten Lagerstättenbildung, welche wir als die pneumatolytische bezeichnen, vergleichen. Denn die vulkanische Mineralentstehung aus Gasen findet an der Erdoberfläche statt, unter einem Außendruck von einer Atmosphäre, die Pneumatolyse dagegen in Bereichen von Tiefengesteinsherden, wo durch hohen Druck die Entgasung des Magmas verzögert wird und die entweichenden flüchtigen Bestandteile sich zumeist im überkritischen Zustand befinden. Über die Art des Entweichens der Metalle mit der Gasphase gibt es verschiedene Vorstellungen. Vielleicht nehmen Gasblasen von H<sub>2</sub>O, HCl, CO<sub>2</sub>, die aus dem Magma aufsteigen, die flüchtigen Metallhalogenide mit sich („gas transfer“). Nach A. RINGWOOD haben aber die Metallhalogenide keinen genügend hohen Partialdruck, um als Gase abdestillieren zu können. Er denkt darum an ein Aufschwimmen der Metallverbindungen mit den Gasblasen nach Art eines natürlichen Flotationsprozesses.

Zu den pneumatolytischen Lagerstätten gehören die Zinnerzgänge, z. T. auch die Wolframit- und Arsenkiesvorkommen, viele Molybdänglanzvorkommen und zahlreiche Eisenglanz- und Magnetitvorkommen. Die Zinnerzpnematolyse ist schon im vorigen Jahrhundert durch DAUBRÉ experimentell wiederholt worden nach der Gleichung:



Selbstverständlich gibt es zwischen pneumatolytischer und heißhydrothermalen Erzbildung Übergänge, wenn die magmatischen Dämpfe zu kondensieren beginnen. Dieses Nebeneinander von pneumatolytischen und hydrothermalen Prozessen kennzeichnet die *Kontaktlagerstätten*, also jene Erzvorkommen, welche sich nahe dem Kontakt eines Erstarrungsgesteines befinden.

Zu den typischen Bildungen der Kontaktpneumatolyse gehören die sogenannten *Skarngesteine*, das sind Kalksilikatfelse, welche als Umwandlungsprodukte von Kalk und Dolomit oft zusammen mit Kontakterzen auftreten. Diese harten und durch ihre Faserigkeit zähen Gesteine bestehen aus Diopsid, Tremolit, Wollastonit — alles radialstrahlige bzw. faserige Mineralien — daneben aus Kalkgranaten (grüner Grossular und brauner, eisenhaltiger Andradit), Vesuvian, Epidot und verschiedenen Mineralien, welche Fluor oder seltene Elemente enthalten. Mit diesen Skarnen sind Eisenglanz, Magnetit, Molybdänglanz oder Kiese verwachsen.

Die Ausbildung der pneumatolytischen Lagerstätten ergibt sich aus der großen Reaktionsfähigkeit der komprimierten Gase und hochtemperierten fluiden Lösungen, die in die feinsten Fugen der Umgebung eingedrungen sind,

und sich nicht nur mit dem karbonatischen, sondern auch mit silikatischem Nebengestein umgesetzt haben. Demnach finden wir unter den kontaktneumatolytischen Lagerstätten Erzimprägnationen, Erzstöcke und Erznester im Nebengestein der Erstarrungsmassive, unter besonderer Bevorzugung von Kalkzügen. Die Zinnerze treten als Gänge in den höheren Teilen der Granitmassive und in deren Dach auf. Die zahllosen kleinen Zinnsteingängchen, welche den Granit von Altenberg im Erzgebirge durchsetzen und dort „Zinnzwitter“ genannt werden, sind das Ergebnis der Durchgasung eines klüftigen Gesteins. Auch schräg aufsteigende, etwas gewundene Abzugsschlote sind als Formen pneumatolytischer Zinnerzlagerstätten bekannt (Südafrika). Bisweilen sind die pneumatolytischen Erze besonders dort angereichert, wo das Nebengestein besonders intensiv zerklüftet ist (Scheelit am Uludag in der Türkei).

### Die hydrothermale Lagerstättenbildung

Wenn die aus dem Magma entweichenden Dämpfe kondensieren, entstehen heiße Lösungen. Die warmen Quellen (Thermen) der vulkanischen Gebiete liefern auch hierfür das gegenwärtige Beispiel. Man war früher einmal der Meinung, daß alles Wasser der Thermen magmatischer Herkunft, d. h. „juvenil“ sei. Das ist in dieser Form nicht zutreffend. Es handelt sich oft um eine Mischung des aufsteigenden juvenilen Wassers mit dem oberflächlich zirkulierenden Grund- und Spaltenwasser, dem „vadosen“ Wasser.

Die vulkanischen Thermen enthalten in starker Verdünnung jene Stoffe, die wir unter den leichtflüchtigen Bestandteilen des Magmas theoretisch voraussetzen. Die Quellen von Steamboat-Springs in Nevada setzen einen Kieselsinter ab mit wägbaren Mengen der Sulfide von Hg, Sb, As, Cu, Pb und mit Spuren von Au, Zn, Co und Ni. Der Kieselsinter von Boulder (Montana) enthält bis 1,5 g Au und 12,4 g Ag auf die Tonne gerechnet. Die Wässer der Geysirs des Yellowstone Park enthalten NaCl; auch ihre Absätze sind kieselig. Das bis zu 81 Grad Celsius heiße Grubenwasser des berühmten Goldganges Comstock Lode in Nevada enthält in der Tonne 2,9 mg Silber und 0,29 mg Gold gelöst. In Plombières in den Vogesen führt eine 70 Grad heiße Therme neben Kalisilikat Spuren von Fluor. Das Wasser von Fonte di Fruggi enthält 8 Metalle.

In langer Zeit können also auch aus sehr verdünnten Lösungen metallhaltige Mineralabsätze gebildet werden. Sicher aber waren die Hydrothermen in der Umgebung der Tiefengesteinskontakte konzentrierter. Auf Grund experimenteller Untersuchungen konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß die Erzlösungen neben viel Kieselsäure vor allem Schwermetall-Natrium-Doppelsulfide enthielten. Diese Doppelsulfide haben einen viel niedrigeren Schmelzpunkt als die einfachen Sulfide. Sie zersetzen sich im Wasser zu kolloidalen Lösungen, aus denen  $\text{SiO}_2$  mit den Metallsulfiden ausfällt, während  $\text{Na}_2\text{S}$  gelöst abgeht; es wird wohl hydrolytisch gespalten zu NaOH und  $\text{H}_2\text{S}$ . Mit dieser Vorstellung stimmt die Beobachtung überein, daß mit der hydrothermalen Erzlagerstättenbildung gewöhnlich eine Zufuhr von Natrium, Kieselsäure und Schwefeleisen in das Nebengestein verbunden ist.

L. C. GRATON hat in einer eingehenden Diskussion über die Art der Erzlösungen ausgeführt, daß sie meistens alkalische Flüssigkeiten gewesen sein müssen, was mit der verbreiteten Alkali-Metasomatose in der Umgebung der Intrusiva in Einklang steht. Starke Säuren wie HF, HCl,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  seien mit dem Absatz carbonatischer Gangart nicht vereinbar. Auch die heutigen Thermalquellen sind meist alkalisch. Dagegen sind die bei der Pneumatolyse entweichenden Gase sauer (HF,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$  etc.) und die unmittelbar aus ihnen kondensierten

Lösungen werden auch sauer gewesen sein. Die Kaolinisierung feldspathaltiger Nebengesteine in der Umgebung pneumatolytischer und heiß-hydrothermaler Lagerstätten ist das Ergebnis von Säure-Einwirkung. Durch die Reaktion mit den Nebengesteinen, besonders den kalkhaltigen, werden die hydrothermalen Lösungen auf ihren Wanderwegen alkalisch. Der Antrieb zum Aufstieg ist nach GRATON weniger durch die Gase als durch den hydrostatischen Druck bedingt, den das auflastende Dach in den magmatischen Flüssigkeiten bewirkt.

*Verschiedenartig sind die Ursachen, die zur Ausfällung der Mineralien aus den Lösungen führen.* Ihre Kenntnis ist für das Aufsuchen von Erzanreicherungen auch von größter praktischer Bedeutung.

Ein häufiger und selbstverständlicher Anlaß ist die Abkühlung der Lösung oder die Verdunstung des Lösungsmittels. Ferner kann die Ausfällung bewirkt werden durch Entzug eines lösenden Bestandteiles, z. B. der Kohlensäure. Auf diese Weise fallen aus Bicarbonatlösungen Carbonate aus.

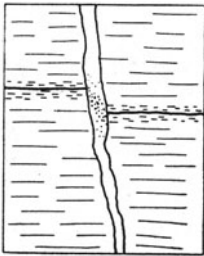


Abb. 4. Goldführung eines Quarzganges beim Durchsetzen einer kohlig-pyritischen Lage im Ballarat-Feld.  
(Nach F. RICKARD.)

Mineralabscheidung kann weiter durch das Zusammenreffen zweier Lösungen bewirkt werden, die miteinander reagieren. Ein oft zitiertes Beispiel dafür ist der Schwespat, der laufend die Rohrleitungen in westfälischen Kohlengruben verstopft. Das Barium kommt in äußerster Verdünnung aus den Buntsandsteingebieten her, aus welchen das Wasser zugeleitet wird, das Sulfation aus dem zersetzten Schwefelkies der Kohle. Die Ausfällung des Bariumsulfates ist beim Zusammentreffen beider Lösungen fast quantitativ. Aus dem gleichen Grund findet sich wahrscheinlich der Schwespat gewöhnlich in den obersten Teilen von Erzgängen: die aufsteigenden Lösungen enthalten Bariumverbindungen, vielleicht  $\text{BaCl}_2$ , und die in den oberflächennahen Zonen zirkulierenden Wässer enthalten von den Oxydationsvorgängen herrührende Sulfate, wodurch es zum Absatz von  $\text{BaSO}_4$  kommt.

Von besonderer Bedeutung für die Erzabscheidung ist die Reaktion der thermalen Lösungen mit festen Körpern, also mit dem Nebengestein sowie mit bereits vorhandenen Erzen. Treffen Metallösungen auf *sulfidische Erze*, so werden Sulfide und gediegene Metalle mit positivem beziehungsweise höherem Potential, also edlere Erze ausgefällt, während die vorhandenen unedleren Erze mit negativem Potential in Lösung gehen. Aus diesem Grunde führen die Silbererzgänge von Kongsberg in Schweden besonders reichlich gediegenes Silber und Silberglanz, wo sie kiesreiche Lagen (sogenannte Fahlbänder) im Nebengestein durchsetzen. Der Golderzgang Mother Lode wird veredelt beim Durchkreuzen pyrithaltiger Amphibolitbänke.

Eine fällende Wirkung haben ferner *bituminöse Substanzen*. Hier handelt es sich um Reduktion der Metallsalze. Ein Beispiel geben die dünnen Überzüge von Kupferreichtulfiden und zum Teil auch von gediegenem Silber auf den Fischresten der Mansfelder Kupferschiefer. Die Golderzgänge von Ballarat in Australien werden reicher beim Durchsetzen kohlig-bituminöser Schieferlagen. Dagegen sind Anthrazit und Graphit wirkungslos; sie sind chemisch zu träge.

*Einen überragenden und durch zahllose Beispiele belegten Einfluß auf die Erzlösungen üben die Carbonatgesteine Kalk und Dolomit aus.* Denn die Carbonate sind im Vergleich zu den Silikaten sehr viel reaktionsfähiger und leichter löslich und setzen sich mit den Hydrothermen so um, daß die schwerer löslichen Ver-

bindungen zurückbleiben, während die leichtlöslichen Calciumsalze abwandern, etwa nach der Gleichung:



Diese Umwandlung von Nebengestein zu Erz nennt man Verdrängung oder Metasomatose. Allerdings geht die Verdrängung nicht immer nach der Art der obigen Gleichung vor sich, bei welcher das Nebengestein Molekül für Molekül durch Erz ersetzt wird. Wegen des höheren spezifischen Gewichtes, also des geringeren Molekularvorkommens der schweren Erze müßte ja sonst stets ein Volumschwund bei der Verdrängung feststellbar sein. Das trifft nur ausnahmsweise zu, z. B. erkennbar an Drusen Hohlräumen am Steirischen Erzberg oder an manchen porösen Blei-Zinkerzen. Meist verläuft die Metasomatose im Sinne des Austausches gleicher Volumina und ermöglicht gerade dadurch die Erhaltung feinsten Strukturen des verdrängten Nebengesteines.

Wir kennen sehr viele solcher metasomatischer Lagerstätten in Kalken. Die großen Eisenspatvorkommen des Steirischen Erzberges, von Bilbao, von N-Afrika u. a. m. sind so entstanden. Zwei Drittel der Weltzinkproduktion und die Hälfte der Weltbleiproduktion stammt aus metasomatischen Lagern in carbonatischem Nebengestein (Joplin-District, Oberschlesien, Bleiberg-Raibl). Die verschiedensten Erzvorkommen der kristallinen Schiefergebiete finden sich an der Stelle von völlig umgewandelten Kalklinsen, die in silikatisches Nebengestein eingeschaltet sind.

Die typische Bindung der Blei-Zinkvorkommen von Aachen an die Kreuzungsstellen der zuführenden Spalten mit Kalkzügen zeigt Abb. 5.

Schließlich kann Erz auch durch Adsorption an Tonen ausgefällt werden. F. WERNICKE hat von der Deutsch-Bleischarleygrube in Oberschlesien gezeigt, daß PbS im Letten gegenüber ZnS durch selektive Adsorption angereichert ist.

### Die metasomatischen Lagerstätten

Die metasomatischen Lagerstätten entstehen also durch chemische Umwandlung und Verdrängung des Nebengesteins. Wenn die Erzlösungen heiß und somit chemisch aktiv sind, können auch silikatische Gesteine umgewandelt werden. Die kühleren Lösungen greifen nur Carbonatgesteine an. Bisweilen bleiben dabei feinste Strukturen des verdrängten Nebengesteines erhalten; z. B. zeigten Bleiglanzwürfel der Lagerstätte Beni Tadjid (Marokko) noch angedeutete Reste des ursprünglichen Oolithkalkes (E. RAGUIN).

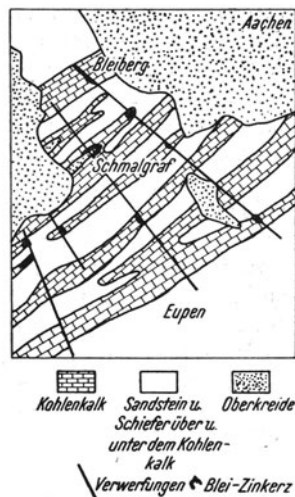


Abb. 5. Bindung der metasomatischen Pb-Zn-Vorkommen an die Kreuzungsstellen von Kohlenkalk und Verwerfungen s. w. Aachen.  
(Nach P. KRUSCH.)

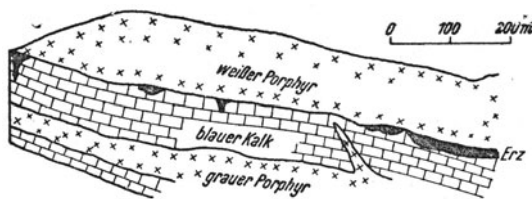


Abb. 6. Dichter weißer Porphyr als impermeabler Horizont über dem metasomatisch vererzten Kalk von Leadville.

Dabei zeigt sich oft eine eigenartige Bevorzugung bestimmter Schichten in dem verdrängten Gestein. In Ouenza (Algerien) sind nach E. RAGUIN nur die reinen Kalke, aber nicht die mergeligen Kalke zu Siderit umgewandelt. In Bleiberg (Kärnten) sind nur gewisse, etwas brecciöse Bänke des Wettersteinkalkes vererzt, die dort als „edle Flächen“ bezeichnet werden. (Darum wird die Theorie vertreten, daß es sich dabei um sedimentäre Erzlagen handle.) In Yorkshire setzen von der Schnittstelle der Gänge mit bestimmten Lagen des Main Limestone flache Erzkörper von mehreren hundert Metern Länge ins Nebengestein hinein. Von den alpinen Spatlagerstätten erwähnt WILHELM PETRASCHECK, daß bei den Magnesitvorkommen die Crinoidenstielglieder im Kalk zu Magnesit umgewandelt sind, wo der umgebende Kalk nur dolomitisiert ist, während bei den Eisenspatvorkommen die Stielglieder noch calzitisch geblieben sind in einer bereits sideritisierten Umgebung. Diese Eigenwilligkeit der Metasomatose ist meist nicht erklärbar. Unterschiede der Porosität und der Korngröße dürften eine Rolle spielen. Man spricht hier von „selektiver Metasomatose“.

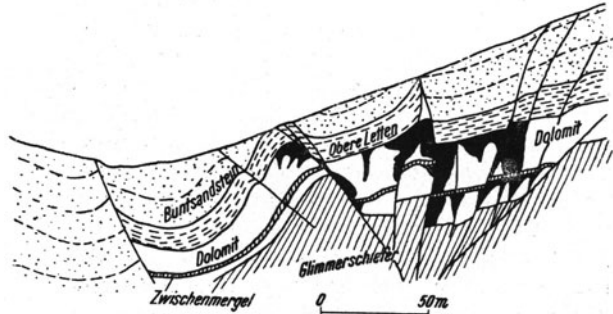


Abb. 7. Obere Letten und Zwischenmergel als impermeable Horizonte bei der Eisenspatvererzung des Zechsteindolomits von Schmalkalden. Nach E. BOEHNE.)

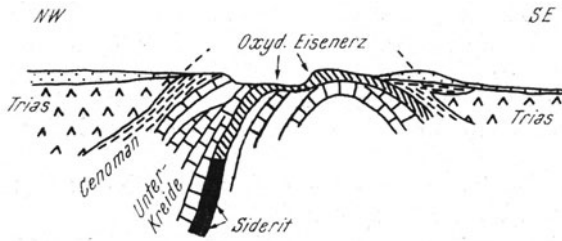


Abb. 8. Selektive Vererzung einer Kreidekalkschicht; unter dem hydrostat. Niveau Siderit, darüber Limonit. Ouenza. (Nach DUBOURDIEU.)

bestimmend, welche die aufsteigenden Lösungen stauen und dadurch an den Stauungsstellen eine besonders intensive Umsetzung, also Vererzung bewirken. Man nennt sie *Permeabilitätsgrenzen*. Anschauliche Beispiele geben die vererzten Kalke unter dem weißen, dichten Porphy von Leadville in Colorado (Abb. 6) oder die Anreicherung des Eisenspats im Zechsteinkalk unter den Lettenschichten in Schmalkalden am Thüringer Wald (Abb. 7).

Die Form der metasomatischen Lagerstätten ist durch das allmähliche „Hineinfressen“ der mineralisierenden Lösungen in das Nebengestein bedingt. Für eine unregelmäßige, stockförmige Begrenzung geben die Eisenerzlagerstätten im Kohlenkalk von Cumberland oder am Steirischen Erzberg (Abb. 49) ein gutes Beispiel. Häufiger aber ist eine gewisse Beeinflussung der Vererzung durch besonders geeignete Schichten (Abb. 8) oder durch Klüfte und Schichtfugen. In Bleiberg prägt sich deutlich die Bindung an bestimmte tektonische Klüfte aus, von denen die Erzlösungen ausgehend in die geeigneten Kalkbänke eingedrungen sind (Abb. 9). Bisweilen sind metasomatische Lagerstätten in Carbonatgesteinen

vorkommen die Stielglieder noch calzitisch geblieben sind in einer bereits sideritisierten Umgebung. Diese Eigenwilligkeit der Metasomatose ist meist nicht erklärbar. Unterschiede der Porosität und der Korngröße dürften eine Rolle spielen. Man spricht hier von „selektiver Metasomatose“.

Für die Lokalisierung metasomatischer Lagerstätten sind ferner wasserundurchlässige Gesteinshorizonte be-



mit einfachen *Hohlraumausfüllungen von Karsthöhlen* verbunden. Beispiele dafür sind manche Pb-Zn-Erzschläuche in Raibl (Südalpen) und die Vanadium-Uranerzschläuche in Tuja-Mujun (Turkestan). Diese als Erztaschen im Kalk

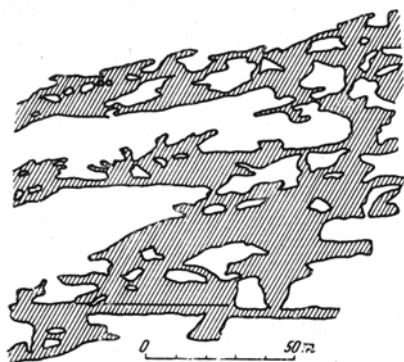


Abb. 9. Metasomatische Pb-Zn-Vererzung im Wettersteinkalk, geleitet von Klüften in Bleiberg; grau: Erz, weiß: Kalk, Saigerriß. (Nach A. TORNQUIST.)

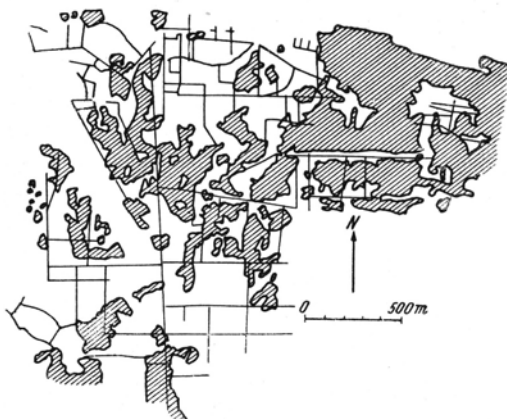


Abb. 10. Typischer Grubenplan einer metasomatischen Lagerstätte; neue Viktoria, Neuhoof in Oberschlesien. (Nach K. SEIDL.)

erscheinenden Hohlraumfüllungen haben zu mancherlei Diskussion Anlaß gegeben. Ihre Entstehung ist dann zweifelsfrei, wenn die Wände allseits von Kristalltapeten umkrustet sind, aber sie wird umstritten, wenn die Füllung aus eindeutig geschichtetem Erzsediment besteht. Dann liegt die Deutung als sedimentäre, am Meeresboden gebildete Erzwannen nahe. Die Auffindung eines alten Höhlendaches mit halb- und ganz niedergebrochenen Blöcken des zur Zeit der Erzsedimentation bereits verfestigten Nebengesteines zeigte aber im Falle von Bleiberg (Abb. 42) oder Gilpin County an, daß der Erzabsatz aus konzentrierten kolloidalen Lösungen oder Suspensionen in Hohlräumen erfolgt sein muß, wobei die Wände der Höhlen bisweilen auch metasomatisch angegriffen worden sind.

Kennzeichnend für metasomatische Lagerstätten ist ein Netz und Maschenwerk der vererzten Partien im Nebengestein, das — nur im Größenmaßstab verschieden — ganz ähnlich im Grubenbild, am Stoß und im Handstück ausgebildet erscheint (Abb. 10).

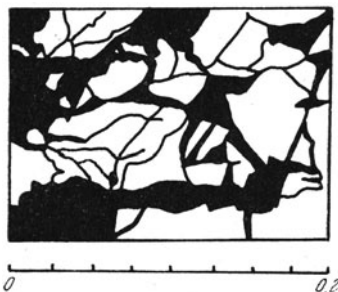


Abb. 11. Stockwerkvererzung im Dazit von Murgul, Türkei. Schwarz: Kupferkies, Weiß: Dazit. (Nach H. SCHNEIDERHÖHN)

### Die Imprägnationslagerstätten

Wenn die Erzlösungen keine wesentliche Verdrängung des Nebengesteins bewirken, sondern ihren Mineralinhalt nur in Poren und an Korngrenzen desselben absetzen, entstehen Imprägnationslagerstätten. Allerdings geht auch dies nicht ganz ohne Verdrängung vor sich. Beispiele dafür sind die riesigen Kupferlagerstätten der westlichen Vereinigten Staaten, die sogenannten „dissiminated copper ores“ oder „porphyries“. Sie haben diesen Namen, weil die sulfidischen

Kupfererze in feiner Verteilung, gleichsam wie Einsprenglinge in den granodioritischen und monzonitporphyrischen Tiefengesteinen auftreten. Auch Schwefelkies erscheint häufig als eingesprengtes Erz, vielfach allerdings als Verdrängungsprodukt von Biotit oder Hornblende. Imprägnationsbildungen, wahrscheinlich gleichfalls aus aufsteigenden thermalen Lösungen entstanden, sind ferner die bleiischen Knottenerze im Buntsandstein von Mechernich in der Eifel.

Die Form der Imprägnationslagerstätten ist gewöhnlich stockförmig, wobei auch hier die Lage der zubringenden Spalten und die Eignung poröser Schichten eine bestimmende Rolle spielt.

Wenn ein engmaschiges Netz von Klüften in einem Gestein mit Erz erfüllt ist, spricht man von *Stockwerkvererzung*. Ein Beispiel dafür ist die Kupferlagerstätte im Dazit von Murgul in der NO-Türkei (Abb. 11).

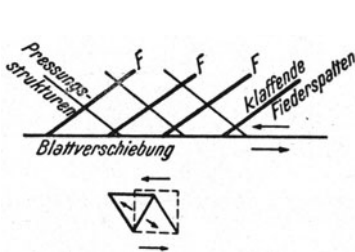


Abb. 12. Fiederspaltbildung nach H. Cloos.

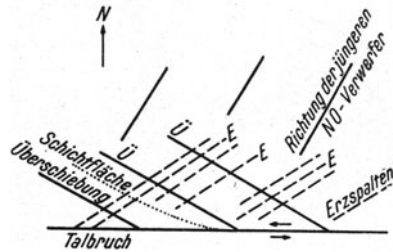


Abb. 13. Schema der Spaltentektonik in Bleiberg. (Nach W. E. PETRASCHECK.)

### Die Ganglagerstätten

Erzgänge sind pneumatolytisch oder hydrothermal gefüllte Spalten. Die Begrenzungsflächen der Gänge, also die Kluftwände, heißen *Salbänder*. Quer zur Schichtung des Nebengesteins liegende Gänge bezeichnet man als *quergreifend*, in den Schichtfugen liegende als *Lagergänge*.

Gänge können ihre Mächtigkeit verringern, d. h. „sich verdrücken“. Sie können sich in einzelne Teile aufspalten; solche abzweigende Teile nennt man Gangtrümer.

Mächtigkeit (Dicke) und streichende Erstreckung (Länge) der Gänge können beliebige Werte haben. Die Mächtigkeit, von der an ein Gang bergmännisches Interesse verdient, ist sehr von dem Wert des betreffenden Erzes abhängig. Bei Uranpecherz werden messerrückendünne Gängchen abgebaut, bei reichem Bleierz Gänge von einigen Dezimetern Stärke, bei Eisenspat gewöhnlich erst solche von 2 m an. Der Mother Lode, wohl der längste Erzgang der Erde, ist 120 km lang. Gewöhnlich sind gebaute Erzgänge einige hundert bis wenige tausend Meter lang.

Meist füllen die Gänge tektonische Spalten. Darum sind sie in bestimmten Gegenden oft parallel. Vielfach hat ein Gangsystem von einer bestimmten Richtung auch eine bestimmte Erzfüllung, die sich von der eines anders gerichteten Systems unterscheidet. In Freiberg (Sachsen) sind die N—S streichenden Gänge kiesig-blendig, die O—W streichenden silberreich. Im zentralen und östlichen Rhodopegebirge führen die N—S-Gänge vorwiegend Pb-Zn, die kürzeren O—W-Gänge daneben reichlich Cu. Dies beweist, daß das Nacheinander der Spaltenbildung mit einer sich gleichfalls über einen längeren Zeitraum erstreckenden und damit sich ändernden Hydrothermaltätigkeit Hand in Hand ging. In Freiberg allerdings vermutet L. BAUMANN, daß das Spaltennetz schon vor der Mine-

ralisierung vorhanden war und dann in verschiedenen Bereichen verschieden gefüllt wurde).

Manchmal sind die Gangspalten Verwerfungsspalten. Oft aber sind gerade die Hauptverwerfungen durch Reibungsprodukte fettig verschmiert und kleinere parallele Begleitverwerfer sind besser vererzt.

Geeigneter als die Verwerfungsspalten sind Zerrspalten, da sie klaffend angelegt wurden. Sie liegen senkrecht zu den Faltenachsen oder radial zu Aufwölbungen oder Vulkanschlotten.

Ein besonderes System von Zerrspalten wurde von H. CLOOS als Fiederspalten bezeichnet und gedeutet. Es sind klaffende Spalten, welche spitzwinkelig zu einer großen Verschiebungsfläche stehen, zu dieser also gleichsam fiederförmig angeordnet sind. Der spitze Winkel von Spalten und Verschiebungsfläche ist gegen die relative Verschiebungsrichtung geöffnet (Abb. 12). Die Erscheinung ist erklärbar durch das Spannungselipsoid, indem spitzwinkelig zur Scherspannung die Hauptzug- und Hauptdruckspannung liegen. Die vererzten Klüfte von Bleiberg sind nach diesem Prinzip deutbar, denn sie liegen genau richtungsgemäß und fiederförmig zu einer großen horizontalen Verschiebungsfläche (Blattverschiebung), dem Bleiberger Talbruch. Abzweigende Fiedern vom Hauptgang bewirken die sogenannte „horsetail-structure“ (Pferdeschweif-Struktur) des Anaconda-Ganges in Montana.

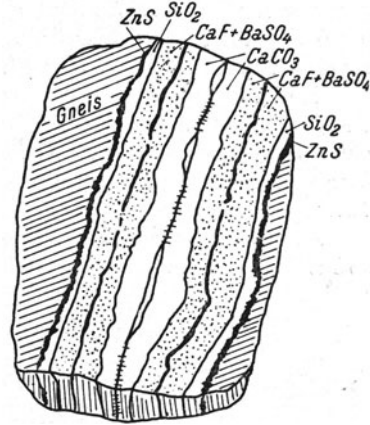


Abb. 14. Symmetrische Lagerstruktur eines Ganges der fluorbaritischen Bleizinkformation von Freiberg. (Nach S. A. VON WEISSENBACH.)

Die mechanische Deutung von Gangspaltensystemen gehört zu den reizvollsten Aufgaben der Lagerstättengeologie und ist überdies für das systematische Aufsuchen von Gängen und die Ausrichtung von Verwerfungen von großer praktischer Bedeutung. Fast jedes Gangrevier hat hier seine eigenen Gesetzmäßigkeiten, die nur durch sorgfältige Grubenaufnahmen und kleinteiltechnische Beobachtungen herausgefunden werden können.

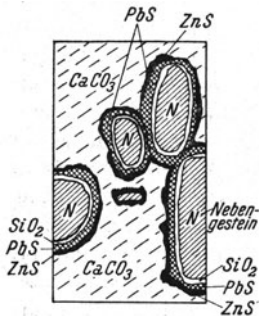


Abb. 15. Kokardenerz. Freiberg. (Nach A. v. GRODECK.)

Ist für die Ausbildung der metasomatischen Lagerstätten die chemische Eigenart des Nebengesteins maßgeblich, so ist es für die Ganglagerstätten die mechanische. Spröde Gesteine eignen sich natürlich besser zur Spaltenbildung als plastische. In den Revieren von Ramsbeck und vom Siegerland sind die Gänge in den harten Grauwacken und quarzitischen Rauhschiefern gut ausgebildet, in den Tonschiefern schlecht. Die spätigen Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg werden in den Bereichen harter paläozoischer Schiefer abgebaut. Wo sie nach oben in die plastischen Werfener Schiefer der Trias hineinsetzen, verringern sie sich zu unbedeutenden Gängchen. Sehr spröde Gesteine, wie z. B.

Rhyolite oder Quarzite neigen zur Bildung kurzklüftiger Beanspruchungszonen, die eine stockförmige Vererzung bedingen. Gänge, die an den Salbändern Ver-

drängungserscheinungen gegen das Nebengestein zeigen, heißen Verdrängungsgänge (replacement veins).

Wenn eine klaffende Spalte durch allmählichen Mineralabsatz von beiden Seiten zuwächst, liegen die älteren Mineralgenerationen außen, die jüngeren in der Mitte. Man hat dann symmetrische Gänge vor sich (Abb. 14). Wenn jeweils eine Spaltenwand immer wieder aufreißt, entstehen Gänge, die mit wechselnden Lagen verschiedener Mineralien erfüllt sind. Solche Lagen können aber auch durch nachträgliche selektive Verdrängung eines älteren Erzinhaltcs durch jüngere Erzlösungen zustande kommen. So finden sich unter den Gangerzen von Bad Ems wiederholte Wechsellagerungen von Eisenspat und Zinkblende. Die Zinkblende hat hier besonders dünne Lagen der älteren Spatfüllung, die sich vielleicht durch feineres Korn ausgezeichnet haben, verdrängt. Die Verdrängung älterer Ganggenerationen durch jüngere nennt man nach P. KRUSCH *innere Gangmetasomatose*.

Nebengesteinsbrocken, die zwischen den Kluftwänden eingeklemmt liegen, können nacheinander von verschiedenen Mineralfolgen umkrustet werden. Bei



Abb. 16. Einseitige Ausbildung von zonar gebauten Kristallen und Kristallskeletten zeigt die Fließrichtung der Hydrothermalen an. (Nach W. NEWHOUSE.)

entsprechendem Anschnitt der Gangflächen scheinen diese Brocken dann in der sie konzentrisch und wechselnd umhüllenden Gangfüllung frei zu schwimmen. Man spricht von „Kokardenerzen“ (Abb. 15).

Bisweilen bewirkt der Kristallisationsdruck der sich ausscheidenden Gangmineralien wohl auch ein tatsächliches Abheben und Ablösen der Gesteinsbrocken.

Die Fließrichtung der mineralisierenden Lösungen läßt sich nach W. H. NEWHOUSE bisweilen an einseitigen Überkrustungen oder an dickeren Wachstumszonen von Kristallen an der Stoßseite erkennen (Abb. 16). Die Gangfüllungen sind häufig brecciös. Ältere Mineralgenerationen sind zerbrochen, jüngere intakte siedeln sich dazwischen an. Manche Forscher sind geneigt, solche Zerbruchsvorgänge mit gebirgsbildenden Phasen in Zusammenhang zu bringen und damit die älteren und jüngeren Mineralgenerationen um ganze geologische Formationsabschnitte voneinander zu trennen. Das ist unwahrscheinlich und wird nur in den seltensten Fällen zutreffen. Gangspalten sind eben von vornherein Schwächezonen im Gebirgsbau und an ihnen werden sich, besonders so lange sie noch nicht durch Mineralfüllung völlig zugeheilt sind, immer wieder kleine Bewegungen auslösen, welche zur Zerbrechung der jeweils vorhandenen Mineralien führen. Man muß sich nur vor Augen halten, daß der mit der Erzbildung verbundene Differentiations- und Abkühlungsvorgang eines magmatischen Herdes geraume Zeit in Anspruch nimmt. So hat z. B. E. BEDERKE aus dem Temperaturgefälle und der Wärmeleitung berechnet, daß zur Erwärmung der Gesteinsmassen über dem variscischen Granitintrusiv der Ostsudeten ein Zeitraum von größenordnungsmäßig 50.000 Jahren, für die alpinen Regionalmetamorphose und die zugehörige Mineralisation in den Tauern sogar von einer Million Jahren erforderlich war. In solchen Zeiträumen hat es sicherlich oft Bewegungen an Spalten gegeben.

### Adelszonen

Die Verteilung der Erze innerhalb von Gangflächen oder metasomatisch vererzten Flächen ist nicht gleichmäßig. Bei Gängen ist oft nur  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$  der Gesamtfläche überhaupt bauwürdig. Man nennt diesen Bruch den *Bauwürdigkeitskoeffizienten*.

Auch innerhalb der vererzten Teile gibt es reichere und ärmere Partien. Abb. 17 zeigt die ungleichmäßige Verteilung des Goldgehaltes auf einem Gang bei Brad in Siebenbürgen.

Die metallreichsten Teile einer Lagerstätte heißen *Adelszonen*, *Adelsvorschübe* oder *Erzfälle*; die letztere Bezeichnung gilt vor allem für steil einfallende Reicherzonen (Abb. 18). Ihre Ortsbestimmtheit und damit die Methode ihrer Aufsuchung folgt im wesentlichen aus den in den obigen Kapiteln dargestellten mannigfachen Nebengesteinseinflüssen.

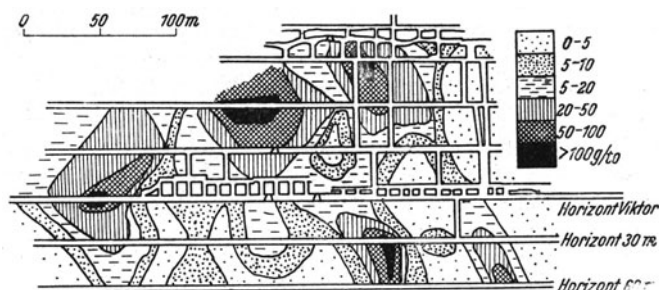


Abb. 17. Verteilung des Goldgehaltes auf einem Gang bei Bradisor.  
(Nach P. T. GHITULESCU.)

So sind in Gangrevieren vor allem die Gangkreuze („Scharkreuze“) erreich, weil hier die stärkere Zerrüttung des Nebengesteins den Hydrothermen bessere Wege bot und weil die sulfidischen Erze des älteren Ganges fallend auf die Erzlösungen des jüngeren wirkten (Abb. 19). Im Freiburger Revier waren die Kreuze der jüngeren barytischen Pb-Zn-Gänge mit den älteren, kiesigblendigen besonders

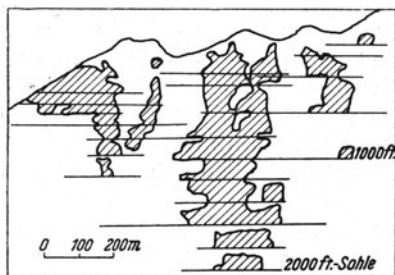


Abb. 18. Erzfälle in einem Gang von Coeur d'Aléne. (Nach U. S. Geol. Surv. Prof. PAPER 62.)

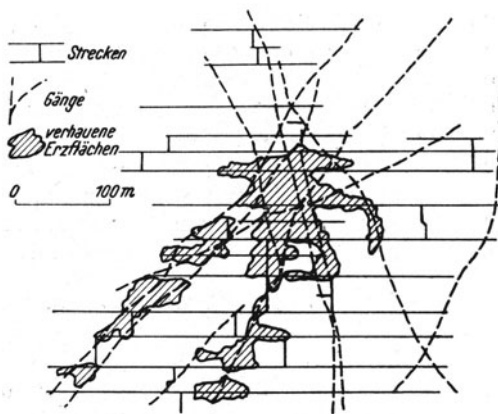


Abb. 19. Gangkreuz des Ganges „Neue Hoffnung Fläche“ in Freiberg; flacher RiB. (Nach MÜLLER)

silberreich. Das Kreuz der Golderzgänge Clara und Carpin in Brad (Siebenbürgen) hat Goldnester von einigen hundert Kilo geliefert. Auch unbauwürdige, ja fast taube Gänge können an Kreuzungsstellen abbauwürdig werden.

Ähnlich wie die Kreuzungen von Gängen untereinander machen sich bei metasomatischen Lagerstätten die Kreuzungen der Mineralzufuhrspalten mit den für die Vererzung besonders günstigen Schichtflächen geltend. Durch derartige Kreuzungen entstehen Erzsäulen oder Erzschläuche. Sie stehen steil oder flach je nach der Lagerung der Flächen.

Es wirken sich also für die Entstehung der Adelszonen alle die oben geschilderten Nebengesteinseinflüsse wie Kiesbänder, bituminöse Schichten, Zerrüttungszonen etc. aus. Bisweilen erscheinen die Erzfälle auch ziemlich regellos — oder besser gesagt unerklärt.

### Hydrothermale Nebengesteinsveränderungen

Bisher war vorwiegend von der Wirkung der Nebengesteine auf die Erzlösungen die Rede. Aber auch umgekehrt wirken die Lösungen auf das Nebengestein ein und verändern dieses in sehr kennzeichnender Weise. *Die verschiedenen typischen Nebengesteinsumwandlungen, welche sich an Erzlagerstätten anschließen und weitere Bereiche erfassen als die Vererzung, geben gewöhnlich sehr wichtige Hinweise für die Höflichkeit eines Untersuchungsgebietes.*

Fast alle diese Veränderungen sind mit der Zufuhr von Kieselsäure, Serizit, Schwefeleisen oder mit der Umwandlung vorhandener Silikate zu Chlorit oder Kaolin verbunden. Die Nebengesteine der hydrothermalen und pneumatolytischen Lagerstätten sind demnach gewöhnlich zersetzt, gebleicht oder vergrünt.

Im Einzelnen unterscheidet man:

*Verkieselung* (Silifizierung); sie ist gekennzeichnet durch eine Durchtränkung des Nebengesteins mit amorpher bzw. feinkristalliner Kieselsäure, wodurch dieses hart wird. Verkieselung kommt besonders vor bei Gold- und Pyritlagerstätten von subvulkanischer Abkunft.

*Pyritisierung* ist eine Zufuhr von Schwefelkies.

*Kaolinisierung* ist eine Zersetzung der Felspäte und anderer gesteinsbildender Silikate zu Kaolin. Sie kommt gleichfalls häufig in Verbindung mit Gold- und Kieslagerstätten in vulkanischen Gebieten vor und ist das Ergebnis saurer Lösungen. Verbreitet ist allerdings auch in Erzgebieten eine von oben herrührende, descendente Kaolinisierung durch die Schwefelsäure verwitternder Sulfide.

*Propylitisierung* nennt man eine typische Vergrünung von Eruptivgesteinen, besonders von Andesiten und Daziten, in der Umgebung subvulkanischer Gold- und Kupferlagerstätten. Sie ist gekennzeichnet durch eine Umwandlung der dunklen Mineraleinsprenglinge (Augit und Hornblende) in Eisensulfid und Chlorit und durch eine Neubildung von Epidot und Carbonaten in der Gesteinsgrundmasse.

*Serizitisierung* ist bei hydrothermalen Erzlagerstätten auch magmenferneren und kühleren Charakters sehr verbreitet, so z. B. auch bei Blei-, Zink- und Eisen-spatvorkommen. Der neugebildete Serizit verleiht dem Gestein eine weißliche bis ölgrüne Farbe.

*Alunitisierung* ist eine Bildung von Tonerdesulfat durch saure Lösungen besonders bei Goldgängen.

*Greisenbildung* schließlich nennt man eine bei Zinnsteinvorkommen und anderen pneumatolytischen Erzen auftretende Zersetzung von Granit, die durch Topasbildung auf Kosten von Feldspäten, Lithionglimmerbildung und andere Durchsetzungserscheinungen des Gesteins mit leichtflüchtigen Bestandteilen gekennzeichnet ist.

### Erzbildung und Temperatur

Die Bildung der Mineralien ist wie jeder andere chemische Vorgang eine Funktion der Temperatur. Es gibt Erzminerale, die bei heißen, andere, die bei kühlen Temperaturen entstehen. Daneben gibt es Durchläufer. Allerdings können auch die gewöhnlich als höher temperiert bekannten Mineralien, wie z. B. Magnetit, Magnetkies u. a. aus kühlerem Milieu abgeschieden werden. Lösungsgeossen sowie Verfügbarkeit von Schwefel oder Sauerstoff spielen da

mit. Die Gruppierung der Erze nach der Bildungstemperatur ist zwar durch unzählige übereinstimmende Erfahrungen bestätigt, doch handelt es sich um Regeln mit Ausnahmen.

Die Beobachtungstatsachen in der Natur, die für heiße Entstehung eines Minerals sprechen, sind: Vorkommen in der Nähe des magmatischen Herkunftszentrums und frühe Ausscheidung. Für kühl entstandene Mineralien gilt selbstverständlich das Umgekehrte. Experimentelle Untersuchungen sowie physikochemische Betrachtungen etwa über die Dampfdrucke haben die Naturerfahrung vielfach bestätigt.

Zu den heiß gebildeten Mineralien gehören z. B.: Die pneumatolytisch entstandenen Erze Zinnstein, Wolframit, Molybdänglanz, zum Teil Magnetit und Eisenglanz und die hydrothermal entstandenen Erze Wismutglanz, Arsenkies, manche goldhaltige Pyrite und viele andere mehr. Eine mittlere Stellung nehmen ein: Magnetkies, zum großen Teil Kupferkies, dunkle Zinkblende, Bornit, viele arsenidische Ni- und Co-Erze. Aus kühlen Lösungen sind abgeschieden: helle Zinkblende, Bleiglanz, Siderit, Antimonglanz, Baryt u. a. m. Milchquarz begleitet die heißen, Calzit die kühleren Erzbildungen.

Exaktere Temperaturbestimmungen sind durch Berücksichtigung von Umwandlungspunkten verschiedener Modifikationen und von Entmischungserscheinungen möglich. M. A. BATEMAN und P. RAMDOHR haben diese Daten für die Erzlagerstättenkunde kritisch zusammengestellt und dabei betont, daß auch viele dieser sogenannten „geologischen Thermometer“ nicht unter allen Umständen eindeutig funktionieren. Einen guten Anhalt gibt die Tatsache, daß  $\beta$ -Quarz über 573 Grad C,  $\alpha$ -Quarz darunter entsteht. Antimonglanz schmilzt bei 546 Grad C; Amethyst verliert seine Farbe bei 250 Grad C. Besonders gut zu verwenden sind die Beziehungen zwischen Löslichkeit zweier Stoffe und Temperatur; die Entmischungskörper eines Erzes in einem anderen Erz beweisen dann, daß die gegenseitige Löslichkeitstemperatur erreicht war und bei der Abkühlung die Entmischungstemperatur durchschritten wurde. Eisenglanzspindeln in Ilmenit entmischen zwischen 500 und 700 Grad, Kupferkies und Bornit bei 475 Grad C. Auch Cubanitlamellen im Kupferkies verweisen auf höhere Temperaturen. Im gleichen Sinne sprechen die „Zinkblendesternchen“ im Kupferkies; das sind kleine Kristallskelette von Zn S (Abb. 20). Umgekehrt sind die häufigen Kupferkiestropfen in Zinkblende auch meist als Zeichen etwas erhöhter Bildungstemperatur zu werten.

Alle diese Beobachtungen können nur mit dem Erzmikroskop, das heißt am Anschliff im auffallenden Licht gemacht werden.

Recht genaue Bildungstemperaturbestimmungen hat G. KULLERUD durch die Ermittlung des Eisengehaltes der Zinkblende gegeben, der mit steigender Temperatur zunimmt. So weist Zinkblende mit 4% Fe S auf Bildungstemperaturen von 150° C hin, mit 8% Fe S auf 300°, mit 16% Fe S auf 500°. Die bei höherem Druck gebildeten Blenden sind etwas eisenärmer als die entsprechenden oberflächennahen. Voraussetzung für die Anwendung der Löslichkeitsbeziehung von Fe S in Zn S als Thermometer ist allerdings ein Überschuß an Fe S, erkennbar an Pyrit oder Magnetkies.

Interessant waren Feststellungen, die W. H. NEWHOUSE an Zinkblenden unter dem Erhitzungsmikroskop machen konnte: Die Zinkblenden hatten kleine Flüssigkeitseinschlüsse, aber die Flüssigkeit nimmt wegen der seit der Bildung

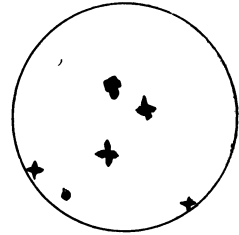


Abb. 20. Zinkblendesternchen in Kupferkies; Anschliff 26fach.

erfolgten Abkühlung einen kleineren Raum ein als die Einschlußhöhlräume. Daher war eine libellenartige Blase zu sehen. Diese verschwand, wenn man die Probe bis zur ursprünglichen Bildungstemperatur erhitzte. Die so erschlossenen Temperaturen stimmten gut mit jenen überein, die man aus anderen Gründen von den betreffenden Lagerstätten angenommen hatte.

Die Erzbildungsstadien werden wie folgt eingeschätzt:

Pegmatitisch:	600—500 Grad Celsius
Pneumatolytisch:	500—400 Grad Celsius
Hochthermal:	400—300 Grad Celsius
Mittelthermal:	300—200 Grad Celsius
Niedrigthermal:	unter 200 Grad Celsius.

### Die Mineralsuccession

Die Ausscheidungsfolge der Mineralien (Mineralsuccession) entspricht der allmählichen Abkühlung der Lösungen und des magmatischen Herdes selbst.

Darum sehen wir Quarz, Arsenkies, Pyrit, Magnetkies u. a. oft als frühere, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Calzit u. a. oft als spätere Gangausscheidungen. Die Bestimmung der Altersfolge ist durch die erzmikroskopische (chalkographische) Methode sehr erleichtert und verfeinert worden. Im Schliffbild erscheinen früher ausgeschiedene Mineralien kantengerundet, weil sie durch die späteren Lösungen ankorrodiert wurden (Abb. 21) oder an feinen Sprüngen von den jüngeren Erzen durchsetzt (Abb. 22) werden.

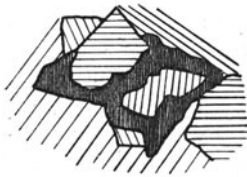


Abb. 21. Zwischen Körner von Magnetkies (schraffiert) dringt jüngerer Kupferkies (schwarz); Rothenzechau im Riesengebirge.



Abb. 22. Magnetkies (schraffiert) und Kupferkies (schwarz) als jüngere Zwickel- und Spaltenfüllung zwischen grobkristallinem älteren Arsenkies; Riesengebirge.

Dieser letztere Fall tritt darum so häufig auf, weil gerade die älteren Erze Pyrit, Arsenkies und andere Arsenide spröde und bei der tektonischen Beanspruchung zerbrochen sind.

Sicherer aber als die oft mehrdeutige und nur auf Grund eines umfangreichen Schliffmateriels mögliche mikroskopische Diagnose ist die Beurteilung der Altersverhältnisse an Haldenblöcken oder im Grubenaufschluß. Das Auftreten der früher gebildeten Mineralien außen an den Salbändern bei symmetrischen Gängen, Gangdurchkreuzungen, Umkrustungen sind eindeutige Merkmale in dieser Hinsicht.

Es kommt bisweilen vor, daß hochthermale Erze jünger sind als niedrigthermale. Diese Nachschübe heißerer Bildungen, welche in den meisten Fällen auf eine Reaktivierung des magmatischen Herdes zurückzuführen sind, nennt man nach G. BERG *Rejuvenation*. In diesem Sinn wird z. B. das Auftreten jüngeren Quarzes mit Kupferkies und anderen sulfidisch-arsenidischen Erzen in den Spateisengängen des Siegerlandes gedeutet.

### Die primären Teufenunterschiede

Es ist eine altbekannte Erfahrungstatsache, daß die Lagerstätten mit zunehmender Tiefe eine Änderung ihres Erzbestandes erfahren oder vertauben. Blei-Zinkgänge zeigen sehr oft eine relative Zunahme des Zinks mit der Tiefe



(z. B. Oberharz, Shelve Distrikt in Shropshire u. a.). In Cornwall führen die Gänge zu oberst Eisenspat, darunter Blei-Zinkerz, darunter Kupferkies und Arsenkies, und zutiefst Wolframit und Zinnstein.

In *Baitza* (Siebenbürgen) ist eine steil stehende Marmorfläche kontaktmetasomatisch mit Wismutglanz und Molybdänglanz vererzt. Die Zunahme des

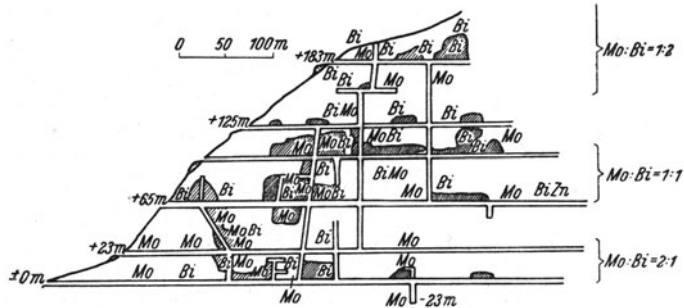


Abb. 23. Saigerriß der vererzten Fläche in der Bi-Mo-Grube von Baitza mit primären Teufenunterschieden. (Nach W. E. PETRASCHECK.)

Molybdänanteiles mit der Tiefe ließ sich auch quantitativ verfolgen, indem man die Zahl der Wismuterzner zu der der Molybdänerzner in den einzelnen Sohlen in ein Verhältnis setzte (Abb. 23). Oben betrug Mo: Bi 1 : 2, in der Mitte 1 : 1, unten 2 : 1.

Diese Änderungen mit der Tiefe sind eine Folge des Eintretens in die Bereiche höherer Bildungstemperaturen, also der Annäherung an die magmatischen Herde. Man nennt sie primäre Teufenunterschiede, da sie sich auf den ursprünglichen Mineralbestand und nicht auf spätere, von der Oberfläche ausgehende Verwitterungseinflüsse beziehen.

Manche Arten von Erzen haben einen auf große Tiefe anhaltenden Bestand, andere nicht.

Die Goldquarzgänge von Morrho Velho in Brasilien

sind bekannt über eine vertikale Teufe von 2100 m,

die der Hohen Tauern über 1000 m,

der North Star Gang von Grass Valley über 2100 m,

Die Blei-Zinkgänge von Příbram bleiben fast unverändert über 1400 m,

die von Bad Ems über 450 m,

die von Coer d'Álene (Idaho) über 1200 m,

Der Eisenspat des Siegerlandes bleibt konstant auf 1000 m Tiefe,

der des Steirischen Erzberges auf 950 m Tiefe.

Antimon- und Quecksilberlagerstätten sind meist seicht, ebenso gewöhnlich vulkanische Erzlagerstätten, wie folgende Beispiele zeigen:

Die Golderzgänge von Siebenbürgen sind meistens nur bis 250 m, höchstens 500 m erzführend, dann vertauben sie.

Antimonlagerstätten reichen meist nur wenige hundert Meter tief und gehen dann in Bleiglanzgänge oder — wie in La Lucette (NW-Frankreich) in Goldquarzgänge über.

Die Quecksilberlagerstätte von Idria ist auf 300 m Tiefe aufgeschlossen, die von Almaden auf 400 m (reicht aber tiefer), die meisten Lagerstätten von Kalifornien auf 100—300 m (nur New Almaden auf 700 m).

### Die zonare Verteilung

Die gleichen Änderungen des Metallinhaltes, die mit zunehmender Tiefe eintreten, zeigen sich auch seitlich mit der Annäherung an das erzbringende Tiefengesteinsmassiv. Die magmatischen Herde sind also von innen nach außen mehr oder weniger konzentrisch mit Lagerstätten von abnehmender Bildungstemperatur umgeben. Man bezeichnet dies als zonare Verteilung. Die Gesetzmäßigkeiten wurden zuerst von amerikanischen Lagerstättengeologen W. LINDGREN, E. SPURR, W. H. EMMONS und anderen erkannt.

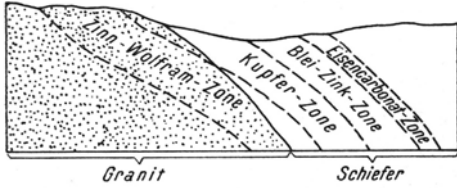


Abb. 24. Die primären Teufenzonen in Cornwall. (Nach H. DEWEY.)

Die Metallzonen sind also gleichsam Abbildungen der Geoisothermen im Horizontalabschnitt, wie es die primären Teufenunterschiede im Vertikalschnitt sind. Das hat insofern auch praktische Bedeutung, als sich aus einer zonalen Verteilung Rückschlüsse auf die zu erwartenden Teufenunterschiede ziehen lassen. Natürlich dürfen zur Konstruktion des Zonengebildes nur gleichalterige Lagerstätten, also solche, die auf einen metallogenetischen Akt zurückzuführen sind, verwendet werden.

Das im vorigen Kapitel erwähnte klassische Beispiel der Teufenunterschiede von Cornwall spiegelt sich auch in der Verteilung der Lagerstätten um die einzelnen Granitstöcke dieser Halbinsel wider. Außen liegen die Siderit- und Blei-Zinkvorkommen, einwärts die Kupfergänge, im Granit selbst die Zinnerzgänge. Die Höfe haben Durchmesser von 20–30 km (Abb. 25).

In Butte (Montana) führt das 3 km lange Gangsystem außen an den beiden Gängen Mn und Zn, einwärts Zn und Cu und im Zentrum Cu (Enargit).

In Bingham (Utah) liegen außen Blei-Zinkvorkommen, innen die berühmten Kupferlagerstätten.

Ein 'großzügiges Beispiel metallogenetischer Zonen stellt nach WILHELM PETRASCHECK die tertiäre Vererzung der Ostalpen dar. Nachdem erkannt worden war, daß die Mehrzahl der alpinen Lagerstätten nach Abschluß der Decken-

tektonik gebildet wurde, ließ sich die altbekannte Bindung bestimmter Lagerstättengruppen an bestimmte Längseinheiten des Alpenbaues erklären. Im Herzen der Zentralalpen, in den Hohen Tauern und z. T. auch östlich davon liegen die heißthermalen Gold-Quarzgänge mit Arsenkies und Pyrit, anschließend in der nördlichen Grauwackenzone und z. T. auch in der südlichen paläozoischen Zone die zahlreichen Lagerstätten mit Kupferkies, Fahlerz, Siderit und Magnesit und am weitesten außen in den nördlichen und südlichen Kalkalpen die metasomatischen Blei-Zinkvorkommen (Abb. 26). Dieser metallogenetische Hof ist 450 km lang und 150 km breit. Bemerkenswert ist dabei, daß die erzbrin-

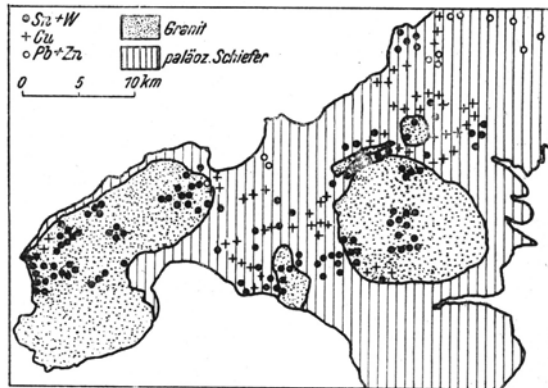


Abb. 25. Zonare Verteilung von Zinn-Wolfram, Kupfer und Blei-Zink auf Cornwall. (Nach MACALLISTER.)

genden Tiefengesteine nicht direkt bekannt sind. Aus der Metamorphose in den Zentralalpen ist aber zu schließen, daß im Kerne dieses großen tektonischen Gewölbes tertiäre Tiefenintrusionen stattgefunden haben, die mit den nachweislich jungen periadriatischen Tonalitmassiven stofflich verwandt und altersgleich sind.

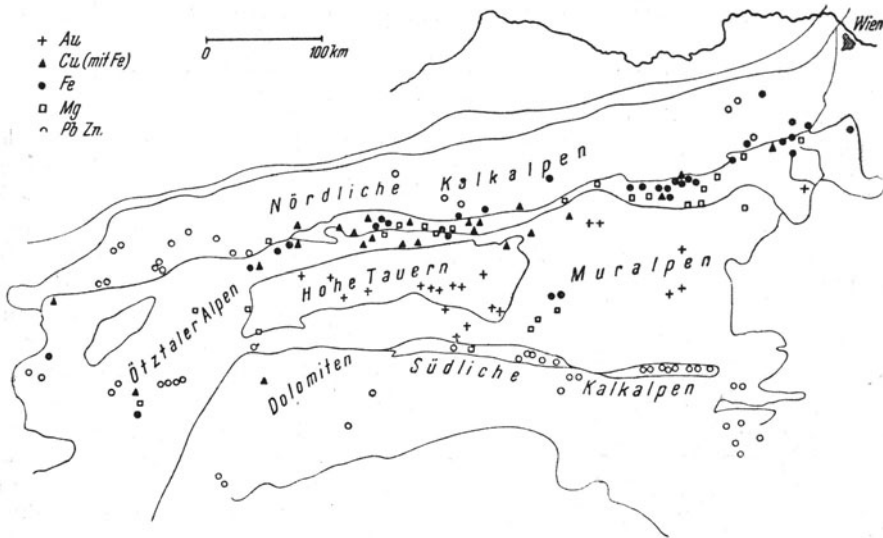


Abb. 26. Die zonare Anordnung der jungen Erzlagerstätten in den Alpen. (Nach W. PETRASCHECK.)

Groß angelegt ist nach C. J. HSIEH die zonare Metallverteilung in Süd-China (Abb. 27). In der Nähe der kretazischen Granite liegen Vorkommen von Zinn, Wolfram und Wismut, westwärts anschließend Blei und Zink, dann die berühmten Antimonlagerstätten, z. T. mit etwas Gold verquickt, und am weitesten entfernt Quecksilber.

Selbstverständlich sind diese zonalen Anordnungen nicht frei von Ausnahmen u. Unregelmäßigkeiten. Insbesondere ergeben sich solche dann, wenn mit fortschreitender Abkühlung die Geoisothermen tiefer rücken und kühler gebildete Lagerstätten nach innen in den Bereich der früheren heißen kommen. Dieses Ineinanderschieben der Metallzonen nennt man „Telescoping“, womit an das Ineinanderschieben eines ausziehbaren Fernrohres erinnert werden soll. Auch innerhalb einer und derselben Lagerstätte können so die niedrigrthermalen Vertreter der Außenzone als jüngere Bildungen neben den heißthermalen Erzen erscheinen (vgl. das Kapitel über Mineralsuccession).

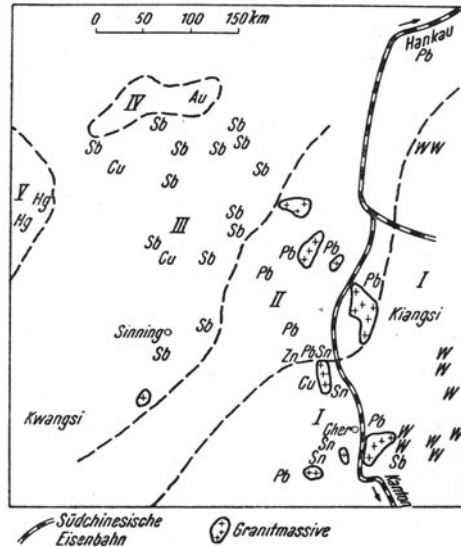


Abb. 27. Metallzonen der kretazischen Vererzung in Süd-China. (Nach C. J. HSIEH.)

In Bezug auf die Lage zum erzspendenden Massiv bezeichnet man die in demselben liegenden liquidmagmatischen Lagerstätten als *intramagmatisch*, die nächst dem Kontakt liegenden pneumatolytischen und heißthermalen als *perimamatisch*, die entfernter liegenden hydrothermalen als *apomagmatisch*. Jene kühlthermalen Lagerstätten, die vom Herd sehr weit entfernt liegen (so daß man diesen oft gar nicht kennt) heißen *telemagmatisch*. Dazu gehören z. B. manche Blei- und Zinklagerstätten wie Oberschlesien oder der Joplin Distrikt.

### Plutonische und subvulkanische Lagerstätten und untermeerische Exhalations-Lagerstätten

Eine etwas zu einseitige Auffassung der Zonentheorie durch einen Teil der amerikanischen Lagerstättenforscher hat alle pneumatolytisch-hydrothermalen Lagerstättentypen in das Zonenschema einzufügen versucht, sie also gleichsam auf einer linearen Temperaturkoordinate, die von einem Tiefenherd ausgeht, angereiht. Es stammen aber nicht alle magmatogenen Lagerstätten von tiefen Intrusivmassen (Plutonen) ab, sondern ein Teil steht mit den Schmelzen

des Oberflächenvulkanismus (Vulkanen) in engem Zusammenhang. Man hat daher in der deutschen Fachliteratur seit altersher eine besondere Gruppe der vulkanischen Lagerstätten aufgestellt. Daß aber auch diese nicht unmittelbar aus den sichtbaren Lavamassen abgespalten sind, sondern aus etwas tieferen, wenn auch relativ oberflächen-

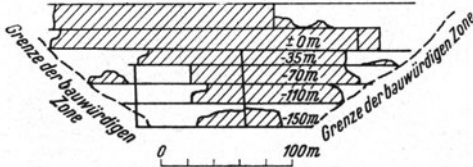


Abb. 28. Der Goldgang von Suhaida in Baitza bei Brad. (Nach P. T. GHITULESCU.)

nahen Herden, hat H. SCHNEIDERHÖHN die treffendere Bezeichnung *subvulkanische Lagerstätten* eingeführt.

Das Wesentliche der subvulkanischen Erzvorkommen ist, daß die Lösungen in geringerer Tiefe abgespalten wurden, vor allem aber, daß sie zusammen mit

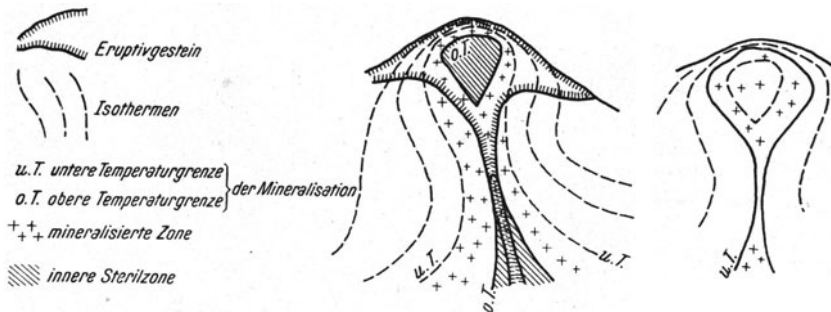


Abb. 29. Die Isothermen und der Mineralisationsbereich um einen Vulkanschlot. (Nach P. T. GHITULESCU.)

den heißen Schmelzmassen in die nächste Nähe der Erdoberfläche gekommen sind und dort ihren Inhalt abgeschieden haben. Diese Erzgänge und Erzimpregnationen finden sich also in Vulkanschloten und Lavadecken oder in der nächsten Umgebung derselben, verknüpft meist mit einer starken hydrothermalen Veränderung der Ergußgesteine (Propylitisierung, Kaolinisierung u. dgl.).

Während also die von den Tiefenintrusionen ausgehenden Lösungen auf einem langen Weg bis zur kühleren Erdoberfläche ihren Metallinhalt gemäß der

allmählich sinkenden Temperatur absetzen konnten, sind bei der subvulkanischen Lagerstättenbildung die heißen, metallbeladenen Lösungen an der Oberfläche rasch abgekühlt. Es konnten sich also hier nicht die einzelnen Metallzonen entwickeln, sondern der gesamte Metallinhalt ist oben zur Abscheidung gekommen. Die Geoisothermen sind hier sehr eng aneinander gerückt, die Lagerstätten zeigen ein extremes Telescoping. Dazu kommen besondere Struktureinheiten und Mineralmodifikationen, welche durch die rasche Abkühlung und durch den geringen Außendruck bedingt sind. Einen wichtigen Unterschied gegenüber der plutonischen Erzbildung stellt der Umstand dar, daß nahe der Oberfläche die Dämpfe und Gase in die Luft entweichen konnten.

Subvulkanische Lagerstätten vertauben in geringerer Tiefe und ihre Erzführung konvergiert oft nach unten. Abb. 28 zeigt dieses Schmälerwerden der bauwürdigen Gangfläche in den tieferen Horizonten am Beispiel des Goldganges Suhaida in Siebenbürgen.

P. T. GHITULESCU hat die Erklärung dafür aus der Anordnung der Isothermen um einen Vulkanschlot abgeleitet (Abb. 29). Die vertikalen Gangebene schneiden die Isothermalflächen und die Vererzung findet nur im Bereich zwischen oberer und unterer Grenztemperatur, die für die Bildung der betreffenden Mineralien gilt, statt.

Aus all dem geht hervor, daß die Unterscheidung von plutonischen und vulkanischen Erzlagerstätten berechtigt ist. Selbstverständlich gibt es Zwischenstadien. Je nach der Tiefenlage der Oberfläche des magmatischen Herdes hat H. BORCHERT folgende Niveaus der Lagerstättenbildung unterschieden: Subvulkanisch 0—2 km; hochplutonisch 2—5 km; tiefplutonisch 5—15 km; abyssisch mehr als 15 km.

Eine besondere Gruppe sind jene Lagerstätten, die durch Austritt metallhaltiger Lösungen am Meeresgrund entstanden sind. Sie stehen mit dem submarinen Vulkanismus in Verbindung. Man nennt sie *submarine Exhalationslagerstätten*.

In der Nähe von Santorin tritt am Meeresboden eine warme Quelle mit Eisenchlorid aus. Das anfänglich grünliche Wasser färbt sich bald ockergelb durch die Einwirkung des Sauerstoffs im Meerwasser und es fällt ein Eisenhydroxydschlamm aus.

Nach diesem Prinzip sind wahrscheinlich die zahlreichen Roteisenlager ursprünglich entstanden, die sich in marinen Kalken unmittelbar über Diabasen, Keratophyren, deren Tuffen und anderen Gesteinen eines untermeerischen Vulkanismus finden. Ebenso sind Manganerzlager zwischen submarinen Andesitdecken und Mergeln bekannt. Ausgeschiedene Kieselsäure begleitet derartige Erze. Manche Kieslager sind gleichfalls auf diese Weise entstanden. In Meggen zeichnet sich der Bereich der Zufuhrspalte am Meeresboden durch einen erhöhten Zinkgehalt des Kieselab (Abb. 72, S. 87). Manche Forscher erklären heute alle „telethermalen“ Lagerstätten, für die kein sichtbarer Plutonismus verantwortlich gemacht werden kann, als exhalativ syngenetisch-sedimentär. Neben der sedimentären Ausfällung des vulkanogenen Metallinhaltes kommt es auch zur Einwirkung der Erzlösungen auf die ebengebildeten Meeresablagerungen („Frühmetasomatose“). Es treten nebeneinander sedimentäre Merkmale und örtliche metasomatische Vererzungsbilder auf.

Diese Lagerstätten erscheinen also in Schichtserien, bei denen Eruptivdecken, Tuffe und marine Sedimente miteinander wechsellagern. Die Erze sind geologisch wohl im Großen, aber nicht im Einzelnen horizontbeständig. Es handelt sich um rasch auskeilende Lager und Linsen von beträchtlicher regionaler Verbreitung.

### Räumliche Verteilung der Lagerstätten in Bezug auf Intrusivmassen

Die Erstausscheidungen im Magma sinken zufolge ihrer Schwere ab, die leichtflüchtigen Bestandteile steigen auf. Demnach finden wir — tektonisch unbewegte Verhältnisse bei und nach der Differentiation vorausgesetzt — die frühen liquidmagmatischen Erzlagerstätten an der Basis der Intrusivmassen. Die einleitend erwähnten Chromerze des Bushveldes und des Great Dyke oder die Nickel-Magnetkiese von Sudbury geben großzügige Beispiele dafür. Umgekehrt erscheinen die pneumatolytischen und hydrothermalen Vorkommen in überwiegender Zahl im Dach oder in den dachnahen Teilen der Massive.



Abb. 30. Schema der Batholithen-Oberfläche und der „toten Linie“. (Nach W. H. EMMONS.)

Nachdrücklich hat W. H. EMMONS auf diese Regel aufmerksam gemacht. Er hat eine „tote Linie“ konstruiert, die im Profil wenige hundert Meter unter der ursprünglichen Massivoberfläche verläuft und unterhalb derer keine pneumatolytisch-hydrothermalen Erzlagerstätten mehr vorkommen (Abb. 30). Dies ist der Grund, warum oft weite Granitreale und ihre Rahmen erzfrei sind: sie sind unter dieses Niveau abgetragen.

Die Oberfläche der großen Tiefengesteinsstöcke (Batholithen) ist nicht schlicht. Sie weist fast immer Aufstülpungen, Kuppeln, auf, welche durch ursprüngliche Gewölbe im Dach bedingt sind, in die Schmelze eingedrungen ist, oder welche durch Aufstimmung und Aufschmelzung des Daches entstanden sind. In und um diese Kuppeln häufen sich die Lagerstätten. Es sind, wie F. WERNICKE treffend sagte, die Fanglocken für die abziehenden flüchtigen Bestandteile gewesen. EMMONS hat zahlreiche Beispiele für die Lagerstättenbindung an die Bereiche dieser Kuppeln gegeben. Die tote Linie reicht in den Kuppeln auch verhältnismäßig tiefer in das Massiv hinein, wie z. B. die pneumatolytische Durchsetzung mit Zinnerzen und die Greisenbildung in Graniten zeigt.

Eine andere Gesetzmäßigkeit ergibt sich aus der besseren Kenntnis über die Gestalt der Batholithen, wie sie durch die granittektonischen Untersuchungsmethoden gewonnen wurde. Nach H. CLOOS sind demnach die Batholithen vielfach nicht nach der Tiefe breiter werdende Stöcke, wie es seinerzeit angenommen worden war, sondern oft mehr oder weniger flache Intrusivmassen, welche von steilen Aufstiegszonen ausgehend sich seitlich in ausgeprägten Fugen des Nebengesteins, z. B. an Grenzen verschiedener Stockwerke, ausgebreitet haben. Derartige Massive haben also Teile mit flacher Nebengesteinsunterlage und an einer oder zwei Seiten randlich steile Wurzeln. Das wurde von H. CLOOS und seinen Mitarbeitern aus dem Fließgefüge der Tiefengesteine und der Lagerung der Kontakte erschlossen.

Die Erzlagerstätten sind nun vorwiegend an die steilen Wurzelzonen gebunden, wodurch sich eine ausgesprochene einseitige Verteilung bei manchen Massiven ergibt (W. E. PETRASCHECK). Die mineralisierenden Lösungen haben also dieselben steilen Aufstiegsbahnen benützt, wie vorher die Schmelze. Daraus folgt, daß in solchen Fällen die Erze nicht aus den sichtbaren Intrusivmassen abgespalten worden sind, sondern aus gemeinsamen tieferen Herden.

Ein gutes Beispiel hierfür gibt das Granitmassiv des Riesengebirges in Schlesien (Abb. 31 u. 32). Der Westteil des Massivs ist ein flach liegender Granitkuchen; das geht aus der Lagerung der Schlieren und aus hochgeforderten Brocken der Schiefergneis-Unterlage hervor, welche in jüngeren vulkanischen Gängen und Schloten inmitten des Granitareals gefunden worden sind. Der Ostrand und z. T.

auch der Nordrand waren die steilen Aufstiegszonen der Granitschmelze; auch das folgt aus dem Schlierengefüge sowie aus dem Umstand, daß gerade längs dieser Ränder und in ihrer direkten Fortsetzung das Nebengestein von einer kräftigen Albitisierung betroffen ist, welche auf Graniteirwirkung zurückzuführen

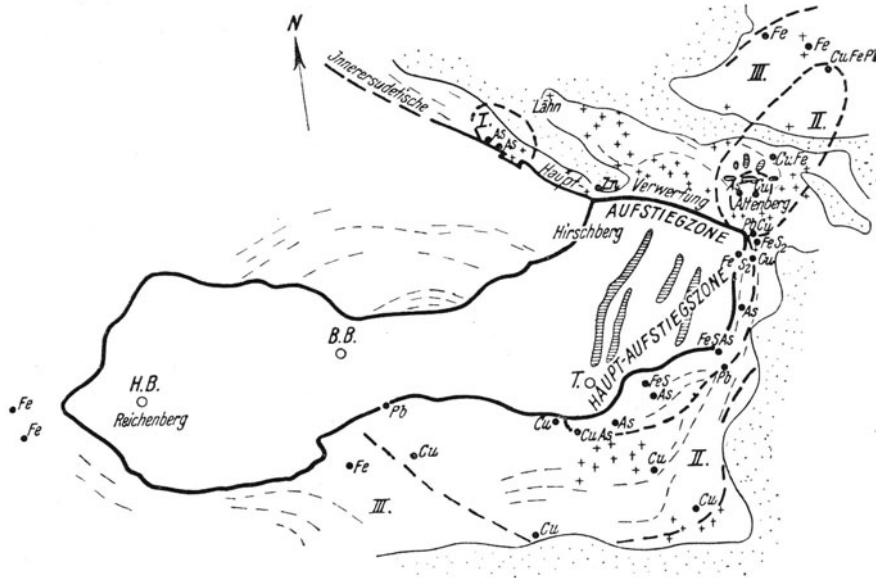


Abb. 31. Häufung der Lagerstätten um die Magmenaufstiegszonen im Riesengebirgs-Massiv. Stark umrandet: Granit — strichliert: kristalline Schiefer — punktiert: jüngere Bedeckung — Kreuzchen: Albitisierung — schraffiert: Porphyry — Kreise: Eruptivdurchbrüche mit hochgeführten Brocken der Granitunterlage — I Arsenerzzone, II Kupfererzzone, III Eisenerzzone. (W. E. PETRASCHECK).

ist. Fast ausschließlich am Ostrand und am Nordrand des Massivs liegen die zahlreichen kleinen riesengebirgischen Erzvorkommen, und zwar in einer zonaren Anordnung — Arsenerz innen, Kupfererz in der Mitte, Eisenerz außen —, welche

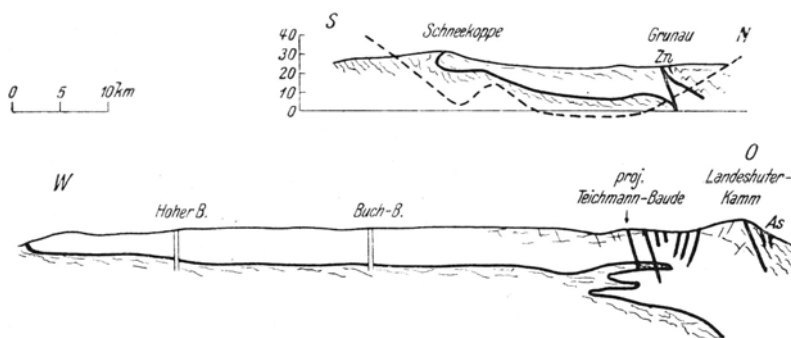


Abb. 32. Profile durch den Riesengebirgsgranit; gestrichelte Linie im NS-Schnitt: Schwereanomalie nach SCHWINNER. (Nach W. E. PETRASCHECK.)

durch die längsgestreckte Form der Metallzonen die N—S verlaufende Hauptaufstiegsspalte deutlich widerspiegelt.

Bei dem bekannten Brockenmassiv im Harz ist seit vielen Jahrzehnten bekannt, daß im Nordwesten die flache Unterlage des Granits in Form des sogenannten Eckergneises sichtbar ist. Die Schmelze ist im östlichen und nordöst-

lichen Massivteil aufgestiegen. Auch hier liegen die Erzvorkommen nur am Ostrand und ferner im Süden, wo über dem untertauchenden Granit das alte Dach vorhanden ist.

Der große mittelböhmisches Granitpluton hatte nach R. KETTNER seine steile Aufstiegszone am langen Nordrand, während er im Süden lappig dem Gneisuntergrund aufliegt. Die bekannten böhmischen Goldgänge und ein Teil der Blei-Zinkgänge (Příbram) sind längs des Nordrandes angehäuft.

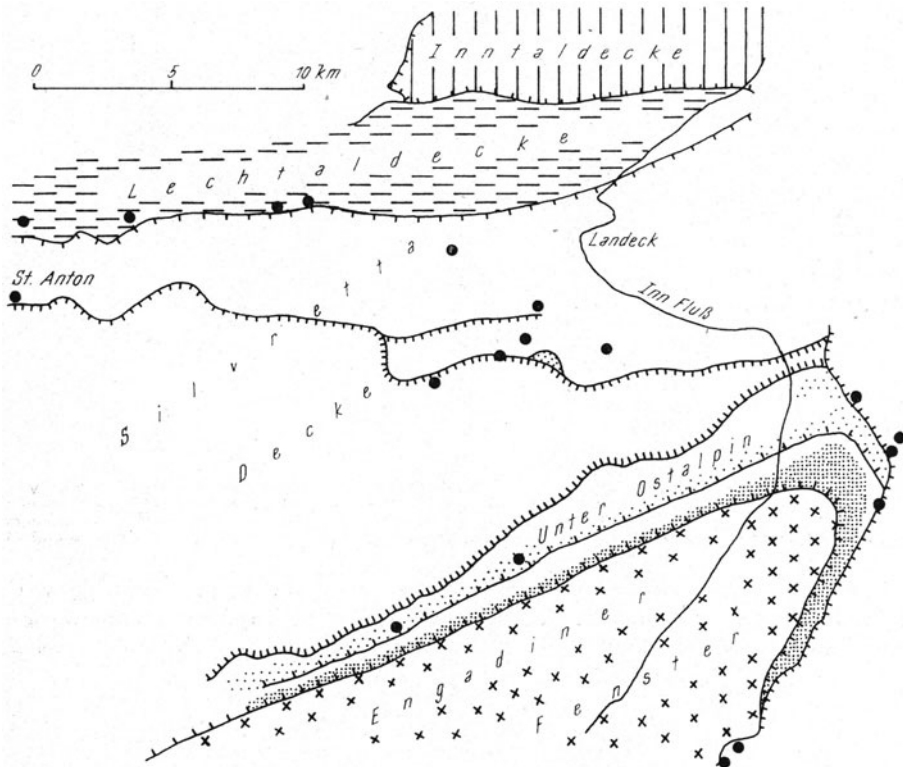


Abb. 33. Bindung der westtirolischen Erzlagerstätten an Deckengrenzen.  
(Nach H. P. MATTHIAS.)

Zusammenfassend ergibt sich also, daß die pneumatolytisch-hydrothermalen Erzlagerstätten vorwiegend im Dach der Tiefengesteinsmassive und hier vor allem um aufragende Kuppeln, sowie im Rahmen derselben, und hier besonders längs der steilen Massivwurzeln liegen.

#### Räumliche Verteilung der Erzlagerstätten in Bezug auf die regionale Tektonik

Wie die magmatischen Erscheinungen überhaupt so sind mit ihnen auch die Erzlagerstätten durch den tektonischen Großbau der Gebirge bestimmt. Insbesondere zeigt sich eine Bindung an die großen Gewölbe, an tiefreichende Brüche und auch an alpine Überschiebungsbahnen. Es sind das jene tektonischen Großstrukturen, unter denen sich das erzspendende Magma ausgebreitet hat, in denen die Mineralisatoren aufgestiegen sind und in denen sie sich angesammelt haben.



Für die Anhäufung von Lagerstätten in großen tektonischen Gewölben geben die Golderzgänge in der Deckenkulmination der östlichen Hohen Tauern ein gutes Beispiel. Die Bindung von Erzlagerstätten an alpine Überschiebungsbahnen, welche den Lösungen den Weg boten, ist von O. M. FRIEDRICH mehrfach betont worden. Die Umgebung des Engadiner Fensters liefert eindrucksvolle Belege dafür (Abb. 33). Die Verteilung der Lagerstätten in den Alpen ist vorwiegend durch tektonische Strukturen bestimmt; das ist eines der Argumente dafür, daß die mineralisierenden Lösungen in weiträumigem Maßstab den Alpenkörper durchdrungen haben. Eine Gruppierung um sichtbare plutonische oder vulkanische Zentren, wie sie für SO-Europa und Kleinasien kennzeichnend ist, fehlt in den Alpen.

Für die andere Art geotektonischer Bindung der Lagerstätten, die an große Bruchlinien, ist nach B. S. BUTLER das Coloradoplateau ein deutliches Beispiel. Das Coloradoplateau ist eine kaum gefaltete Scholle, die rings an Brüchen gegen das Faltenland der Rocky Mountains abgegrenzt ist. Diese Brüche sind tiefreichende Fugen in der Erdrinde. An sie knüpfen sich in auffälliger Weise viele der wichtigsten Großlagerstätten der westlichen Vereinigten Staaten (Morenci, Miami, Climax, Bingham u. a., siehe Abb. 34).

Im Ruhrgebiet liegen die Blei-Zinklagerstätten an den Kreuzungsstellen von Sätteln und Querverwerfungen (Abb. 35).

In Yorkshire ist die jeweils vorherrschende Gangrichtung in den einzelnen Großschollen senkrecht auf die Pressungsstörungen orientiert, welche die Großschollen begrenzen. Die Gänge folgten also regionalen Zerrungsspalten (K. C. DUNHAM).



Abb. 34. Bindung der Lagerstätten an die Bruchumgrenzung des Colorado-Plateaus. (Nach S. BUTLER.)

Es sind aber nicht nur die vor der betreffenden Metallogenese vorhandenen tektonischen Strukturen, welche die Lagerstättenverteilung bestimmen, sondern auch die nach-metallogenetischen Veränderungen der tektonischen Großstruktur. Denn durch jüngere Hebungen werden die höheren Zonen schwachtemperierter Lagerstätten abgetragen und die tieferen Zonen heißtemperierter Lagerstätten freigelegt; in Senkungsbereichen umgekehrt bleiben die kühltemperierten erhalten. In diesem Sinne hat R. BRINKMANN Beziehungen zwischen der tertiären Gipfflur und den tertiären Metallzonen der Alpen gefunden, indem die Bereiche hoher Gipfflur, also starker Hebung, mit den Bereichen der heißgebildeten Lagerstätten im allgemeinen zusammenfallen. Allerdings dürfen für derartige Betrachtungen nur gleichalterige Lagerstätten herangezogen werden und überdies nur solche, die ihre Entstehung einem tiefsitzenden großräumigen Magmatismus verdanken. Denn andernfalls wird die ursprüngliche Gestalt der Metallzonen nicht ausgedehnt und nicht schlicht genug sein, sondern vielmehr von den oben geschilderten Sonderverhältnissen lokaler Intrusionskörper abhängig erscheinen.

*Literatur:* W. NEWHOUSE, Ore deposits as related to structural features. Princeton 1942. — W. I. WOLFSON, Die Strukturen der endogenen Erzlagerstätten (aus dem russischen) Berlin 1960.

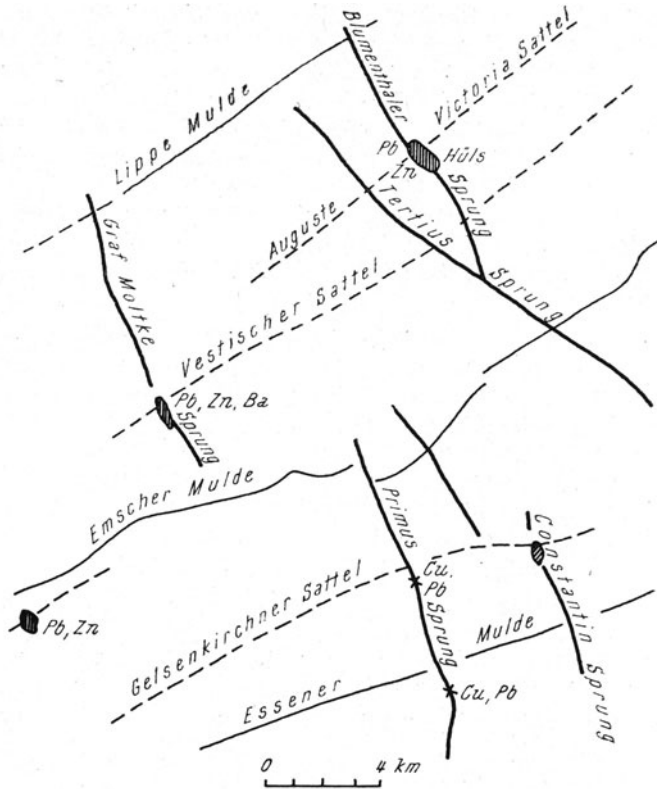


Abb. 35. Bindung der Blei-Zinklagerstätten des Ruhrgebietes an die Kreuzung von Sätteln und Querverwerfern. (Nach A. PILGER).

### Räumliche Anordnung der Erzlagerstätten in Bezug auf die lokale Tektonik

In den Erzrevieren selbst ist die Erkenntnis der räumlichen Anordnung der einzelnen Erzkörper von großer praktischer Bedeutung für die Aufschlußarbeiten im Bergbau. Diese Anordnung ist zumeist durch die lokale Tektonik (structural control) und durch die Art des Nebengest eines bestimmt. Es ist Sache des Montangeologen, für jedes Revier die Erfahrungsregeln herauszufinden.

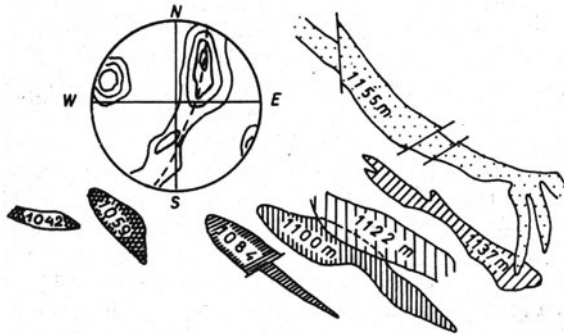


Abb. 36.\* Die metasomatischen Erzkörper in Hüttenberg folgen der Richtung der B-Achsen (Streckung). Gefügediagramm mit Pol der B-Achsen im WNW und Grundrißformen der Erzkörper im Grubenplan. (Nach E. CLAR.)

wenn sie nach links abbiegen. Im Ruhrgebiet liegen die Erzgänge dort, wo Sättel von NW-Verwerfern gequert werden. Die Verdrängungserzkörper von Blei

Im Siegerland bestehen eindeutige Beziehungen zwischen Streichrichtung u. Bewegungsrichtung der Verschiebungen in den Gangspalten. In Coer d'Alene werden die Gänge reicher,

und Zink im oberen Mississippital liegen in elliptischen Antiklinalen des Kalkes. Überhaupt sind Sättel oft auch „Erzfallen“; der Grund dafür dürfte in der stärkeren Zerklüftung liegen. In Laurion (Griechenland) und Keban (Türkei) folgen die Erze den vorangegangenen Eruptivgängen und breiten sich dann metasomatisch im Kalk unterhalb abdichtender Schieferhorizonte aus (Abb. 82, S. 103). In Trieben folgt der Magnesit und in Hüttenberg der Siderit der linearen Streckung und den B-Axen des deformierten Gesteines (E. CLAR) (Abb. 36).

In Thrazien ist das Manganerz in Verwerfungskreuzen angereichert.

## II. Lagerstättenbildung durch Verwitterung

### Verwitterungslagerstätten

Man unterscheidet mechanische und chemische Verwitterung und beide Arten können erzanreichernd wirken. Allerdings ist es in beiden Fällen Voraussetzung, daß ein Teil der zersetzten Gesteine abtransportiert wird und der andere zurückbleibt, sodaß eine metallreichere Fraktion gebildet wird. Bei der Verwitterung von Gesteinen ist diese meistens die zurückbleibende, bei der Verwitterung von vorhandenen sulfidischen Erzlagerstätten die in der Lösung abwandernde.

Lagerstätten der *mechanischen Verwitterung* sind die eluvialen Seifen. Als Seifen bezeichnet man allgemein Anhäufungen von schweren und widerstandsfähigen Erz- und Mineralkörnern. Gewöhnlich handelt es sich um Ablagerungen, bei denen das Erz durch Flüsse von seinen primären Lagerstätten abtransportiert und an anderen Stellen abgesetzt worden ist. Das sind die alluvialen Seifen, die erst bei der sedimentären Lagerstättenbildung behandelt werden. Die *eluvialen Seifen* dagegen finden sich unmittelbar bei den primären Lagerstätten. Sie sind nur wenig verschleppte Rückstandsbildungen, indem das leichtere und zersetzbare taube Material weggeschwemmt worden ist. Zurückbleiben die schweren Erzkörner.

Solche eluvialen Seifen sind z. B. die Platinseifen des Ural und manche Chromerzblockanhäufungen.

Viel wichtiger für die Lagerstättenbildung ist die *chemische Verwitterung*. Bei der Gesteinszersetzung trennt sich der Verwitterungsrückstand von der Verwitterungslösung. Die chemische Verwitterung ist in stärkstem Maße an die feuchten und warmen Klimazonen gebunden. Denn je wärmer das Wasser, desto stärker ist seine Lösungsfähigkeit und vor allem seine Dissoziation. Die chemische Verwitterung der Silikate ist eine hydrolytische Zersetzung und somit von der Dissoziation des Wassers abhängig. Verwitterungslagerstätten der geologischen Vorzeit sind darum vor allem in Formationen mit tropischem und subtropischem Klima gebildet worden, also besonders im Carbon und Tertiär.

Als *Rückstandslagerstätten* der chemischen Verwitterung sind manche Bauxitvorkommen anzusehen. Die eine Gruppe von ihnen ist aus unreinen Kalken entstanden, indem das Calciumcarbonat weggelöst wurde und der Ton- und Eisenoxydgehalt zurückblieb, wobei der Ton (Aluminiumsilikat) durch Hydrolyse zu Bauxit (Aluminiumhydroxyd) umgewandelt wurde. Die andere Gruppe von Bauxiten ist aus Silikaten entstanden, deren Verwitterungsendprodukt gleichfalls ein Gemenge von Eisenhydroxyd und Tonerdehydroxyd ist. Allerdings sind nicht alle Bauxitlagen Rückstandsbildungen.

Verwitterungsbildungen sind auch viele Brauneisenerze. Die Bohnerze der Schwäbischen Alb sind eisenhydroxydische Rückstände zersetzter Kalke; in dem Eisenmulm entstanden durch Lösungsumsatz die bohnenförmigen Konkretionen. Gewisse Metallverfrachtungen durch Verwitterungslösungen spielen also bei dieser Art Lagerstätten schon mit.

Auch die Mehrzahl der oxydischen Manganerzlagerstätten sind Verwitterungsanreicherungen. Sehr oft sind die ursprünglichen silikatischen oder karbonatischen Mangangesteine zu arm um bauwürdig zu sein.

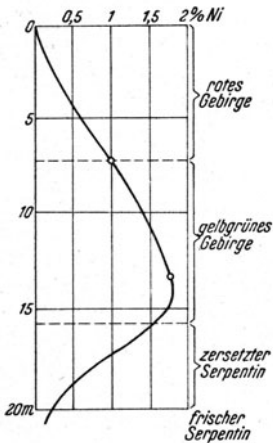


Abb. 37. Anreicherung des Nickels durch absickernde Verwitterungslösungen in der Ni-Silikatlagerstätte von KREMZE bei Budweis (Budějovice). Nach Angaben von H. LAKENSCHWEIGER.

Aus *Verwitterungslösungen* sind die hydrosilikatischen Nickelerzgänge abgeschieden, welche sich im Bereiche zersetzter Serpentine finden. Die frischen Serpentine haben oft einen ursprünglichen Gehalt von wenigen Zehntel Prozent Ni, der aus der isomorphen Beimengung des Ni in den Olivinen übernommen worden ist. Bei der Zersetzung des Serpentinesteins (wasserhaltiges Magnesiumsilikat mit merklichem Eisengehalt und wenig Nickel) entstehen Lösungen von  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$  und Nickelhydrosilikat. Eisenhydroxyd bleibt als Rückstand an Ort und Stelle und bildet das sogenannte „Braune oder Rote Gebirge“. Die Lösungen durchsickern die poröse Brauneisenkruste, imprägnieren sie und durchsetzen sie mit Adern von Chaledon, dichtem Magnesit und Nickelsilikaten. Die letzteren werden besonders reichlich im unteren Teil der Brauneisendecke und in den obersten Teilen des noch halbwegs frischen Serpentin abgeschieden, so daß das dort gewonnene Gestein einen Gehalt von einigen Prozent Nickel haben kann und somit ein wertvolles Erz ist (Abb. 37). Dieser Lagerstättentyp hat weltwirtschaftliche Bedeutung in

Neukaledonien, findet sich aber auch in Ostgriechenland, Schlesien, Südböhmen u. a. O.

Wesentlich weitergewandert sind die Verwitterungslösungen, welche die genetisch eigenartige und darum auch etwas umstrittene Eisenerzlagerstätte von *Amberg* in Franken gebildet haben dürften. Hier ist Oberjurakalk zu Eisenspat und Brauneisen metasomatisch vererzt und man nimmt an, daß dies durch eisenreiche Verwitterungslösungen erfolgt sei, welche aus den Braunjura-Gebieten seitlich zugesickert sind.

Der Form nach bilden die Verwitterungslagerstätten Lager, Krusten und Taschen auf alten Landoberflächen. Die Krusten haben eine wechselnde Stärke und werden vielfach durch Aufragungen frischeren Gesteins unterbrochen, während sie in Geländesenken durch Zusammenschwemmung besonders mächtig sein können. Häufig sind sie nur in Taschen erhalten, die unregelmäßig umgrenzt sind und bis 30 und mehr Meter tief sein können. In Kalkgebieten sind diese Taschen oft alte Dolinen (Abb. 38).

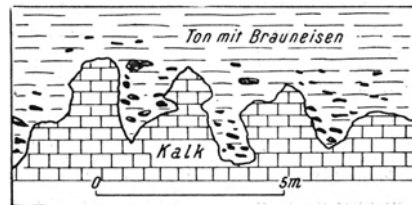


Abb. 38. Brauneisenerz in Taschen über Cambro-Silur-Kalk; Rich Hill Mine, Appalachen. (Nach E. C. HARDER.)

Wegen dieser Unregelmäßigkeit ist die Berechnung der Kubatur solcher Lagerstätten schwierig und erfordert, besonders bei Vegetationsbedeckung, ein dichtes Netz von Flachbohrungen. *Wesentlich bei allen Verwitterungslagerstätten ist, daß sie nach der Tiefe bald verarmen müssen.*

Hinsichtlich ihrer Lage sind die Verwitterungslagerstätten an gegenwärtige oder alte Landoberflächen gebunden, wobei die letzteren freigelegt oder durch transgredierende Schichten bedeckt sein können. Die Bauxitlager in Dalmatien

liegen an der diskordanten Auflagerungsfläche von Eozän auf Kreide, die in Südfrankreich von verschiedenen Stufen der Oberkreide auf Unterkreide und Jura. Ungeeignet für die Aufsuchung von Verwitterungslagerstätten sind Gebiete einer tiefen Abtragung und erosiven Zertalung, besonders geeignet hingegen Gebiete, die noch eine teilweise Auflagerung kohlenführender, also warm-humid gebildeter Formationen erkennen lassen. So hat K. SPANGENBERG vor einigen Jahren auf der systematischen Suche nach silikatischen Nickelvorkommen bei der Durchmusterung der mitteleuropäischen Serpentinmassive jenes von Křemže in Südböhmen besonders studiert, weil es in nächster Nähe des kohlenführenden Budweiser Tertiärs liegt, und er hat damit in der Tat eine beachtenswerte Nickel-lagerstätte gefunden. Das ist ein Beispiel, wie selbst heute noch in unseren intensiv durchforschten mitteleuropäischen Gebieten durch systematische Überlegungen Erz-lagerstätten entdeckt werden können.

### Sekundäre Teufenunterschiede

Besonders wirksam werden die von der Erdoberfläche ausgehenden („deszendenden“) Metallverschiebungen bei der Verwitterung von Erz-lagerstätten selbst. An der Oberfläche werden die Sulfide durch die Sauerstoff- und Kohlensäurehaltigen Atmosphären oxydiert und zu Sulfaten oder zu freier Schwefelsäure, zu Carbonaten, Oxyden und Hydroxyden umgesetzt. Die letzteren, zum Teil auch die Carbonate bleiben als schwer löslich zurück, die Metallsulfatlösungen sickern in die Tiefe und in den unteren, sauerstofffreien Bereichen des Bodenwassers schlägt sich dieser Metallinhalt auf den vorhandenen primären sulfidischen Erzen nieder, dadurch deren Gehalt an edleren Metallen erhöhend. Dieser Vorgang ist dem metallurgischen Auslaugungs- und Zementationsprozeß vergleichbar.

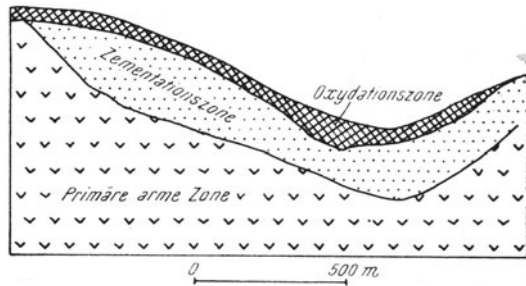
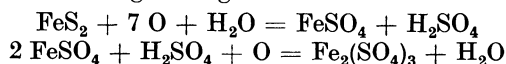


Abb. 39. Die sekundären Teufenzonen der Kupferlagerstätte Bingham. (Nach W. LINDGREEN.)

Die obere Zone nennt man Oxydationszone, die tiefere Zementationszone, darunter folgt die primäre Zone. Die so zustande gekommenen Unterschiede des Erz- und Metallbestandes sind *sekundäre Teufenunterschiede* (Abb. 39).

Die einzelnen Metalle verhalten sich bei den Oxydations- und Zementationsvorgängen verschieden: *Gold* reichert sich als gediegenes Metall im Limonit der Oxydationszone an, da es wegen seines hohen Potentials wenig gelöst oder schnell wieder ausgefällt wird. *Kupfer* und *Silber* sind zwar als Sulfat leicht löslich, fallen aber in der Zementationszone als Reichsulfide wieder aus. *Blei* bildet schwer lösliche Sulfate und Carbonate und verbleibt so meist in dem Hut. *Zinkblende* bildet Zinksulfat, das in die Tiefe wandert und mit Kalk carbonatischen Galmey bildet. *Molybdän*, *Nickel* und *Antimon* verschwinden, wenn einmal gelöst, mit den Verwitterungslösungen.

Im Einzelnen werden einige wichtige chemische Prozesse in der Oxydationszone durch folgende Gleichungen dargestellt:



Es entstehen also sehr wirksame Agentien: Ferrisulfat und Schwefelsäure.

Die Schwefelsäure laugt die löslichen Bestandteile des Ganges und des Nebengesteins aus, zerfrißt diese, so daß charakteristische poröszellige Massen von Quarz und Brauneisen entstehen. Das letztere wird durch Oxydation des Ferrosulfats an der Luft gebildet. Das Ferrisulfat kann mit dem Eisensulfid (Pyrit) zu Ferrosulfat und freiem Schwefel reagieren, welcher sich bisweilen im Hut von Kieslagerstätten vermengt mit Brauneisen findet.

Kupferoxyd (Cuprit) wird gebildet nach der Gleichung:



Die Kohlensäure der Luft bewirkt die Bildung von Carbonaten, wobei besonders die schwerlöslichen ( $\text{PbCO}_3$ ) zurückbleiben. Auch basisches Kupfercarbonat (Malachit und Azurit) tritt reichlich in der Oxydationszone auf. In ariden küstennahen Gebieten, in denen der vom Meer hereingewehte Salzstaub zur Geltung kommt, wird Silberchlorid (Hornsilber) gebildet.

Die wichtigsten Erze der Oxydationszone sind: Brauneisen  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , das wegen seines reichlichen Auftretens dieser Zone auch den Namen „Eiserner Hut“ verschafft hat; Pyrolusit  $\text{MnO}_2$  und andere Manganoxyde, Cuprit  $\text{Cu}_2\text{O}$ , Malachit  $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$  und Azurit  $2 \text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ , Galmei  $\text{ZnCO}_3$ , Cerussit  $\text{PbCO}_3$ , Anglesit  $\text{PbSO}_4$ , Molybdänocker  $\text{MoO}_3$ , Antimonblüte  $\text{Sb}_2\text{O}_3$  und bisweilen im Brauneisen auch gediegen Gold.

Die Oxidationszone fällt auf durch die braunen und grell-bunten Farben dieser Mineralien. Das ist ein untrügliches Zeichen für das Vorhandensein von Erzvorkommen.

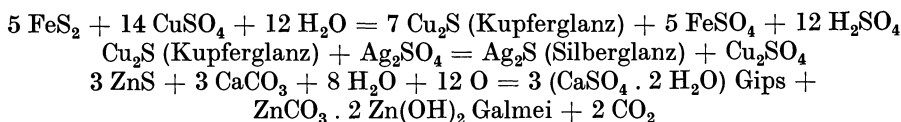
Bisweilen lassen Struktur und Farbe des Limonits Rückschlüsse auf die Art der oxydierten Sulfide zu (siehe Seite 89).

Allerdings gibt es gelegentlich auch verschlepptes Brauneisen, das von einer Oxydationszone weggespült und wo anders abgesetzt worden ist. Ein solcher „falscher eiserner Hut“, unter dem keine Lagerstätte zu finden ist, kann an dem Fehlen von Auslaugungshohlräumen und an dem als ein Farbanstrich erscheinenden Brauneisen erkannt werden.

In der *Zementationszone* wird der Metallgehalt der Sulfatlösungen durch die vorhandenen Sulfide gefällt. Nach den Gesetzen der Elektrochemie werden die edleren Metalle, d. h. die mit dem höheren Potential bzw. geringerem Lösungsdruck, ausgeschieden und gehen dafür die unedleren, also die mit dem niedrigeren Potential bzw. höheren Lösungsdruck in Lösung. Da das weitest verbreitete Eisensulfid (Pyrit und Magnetkies) in der Spannungsreihe weit hinten steht, wirkt es somit fällend auf viele edlere Metalle. Die Spannungsreihe lautet nach abnehmendem Potential:

Au Hg Ag Cu Pb Ni Co Fe Zn Mn.

Einige gleichungsmäßige Darstellungen von Reaktionen in der Zementationszone sind:



Typische Zementationserze sind: gediegen Silber, Gold, bisweilen gediegen Kupfer, Silberglanz ( $\text{Ag}_2\text{S}$ ), Kupferglanz ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ), Covellin ( $\text{CuS}$ ), in selteneren Fällen auch Kupferkies ( $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ ) u. a. m.

Im übrigen wird das spezifische Verhalten der einzelnen Metalle bei den Metallverschiebungen im speziellen Teil dieser Erzlagerstättenlehre behandelt werden.

Über die Tiefen der sekundären Zonen lassen sich schwer feste Regeln an-

geben. Im ariden Gebiet steht das Grundwasser tiefer als im humiden; infolgedessen reicht hier die Oxydationszone tiefer und ist die Zementationszone oft weniger mächtig entwickelt. Auch bleiben im ariden Gebiet mehr Metallverbindungen in der Oxydationszone fixiert als im stärker durchspülten humiden.

Vielfach hat man im gemäßigt-humiden Klimabereich Oxydationszonen von 30–50 m Tiefe, im ariden von 100 m. Bei der Gold-Silbergrube Tonopah in Nevada reicht die Oxydationszone 230 m tief; in der Granite-Bimetallic Mine (Montana) ist die ausgelaugte Oxydationszone 15–30 m tief, die angereicherte Oxydationszone 30–130 und die Zementationszone 100–260 m tief. Dieses Beispiel zeigt schon, daß die Zonen nicht scharf voneinander getrennt sind, sondern ineinander übergehen, was besonders bei Schwankungen des Grundwasserspiegels erklärlich ist. Diese Schwankungen können u. a. auch durch tektonische Hebungen und Senkungen veranlaßt sein, so daß z. B. aus Oxydationserzen tief unter einem benachbarten Meeresspiegel auf eine Senkung des Lagerstättenbezirkes geschlossen werden kann.

Die Zementationszone vereinigt in sich den Metallgehalt der über ihr liegenden oxydierten und ausgelaugten und der primären Lagerstättenteile. Wenn die Abtragung tiefer greift, so wird der Metallanteil immer neuer Lagerstättenbereiche von der Oxydation erfaßt und in die Tiefe verschleppt. Das günstigste Feld für reiche Zementationszonen sind somit die Gebiete, welche tiefgreifender Verwitterung und langsam wirkender Abtragung ausgesetzt waren, z. B. alte Rumpfflächen. Junge, belebte Erosionsgebiete, wie Hochgebirge sind ungünstig.

Sehr viele Lagerstätten verlieren nach Abbau der reichen Zementationszone beim Eintritt in das primäre Erz ihre Bauwürdigkeit.

### III. Sedimentäre Lagerstättenbildung

Entsprechend den Sedimentgesteinen unterscheiden wir mechanisch- und chemisch-sedimentäre Erzlagerstätten; an die letzteren schließen sich solche an, die unter Mitwirkung von Organismen entstanden sind.

#### Mechanisch-sedimentäre Erzlagerstätten

Wie schon erwähnt, bezeichnen wir als *Seifen* sedimentäre Anreicherungen wertvoller Mineralkörner, welche durch besondere mechanische und chemische Widerstandsfähigkeit und vor allem durch ein höheres spezifisches Gewicht zustande gekommen sind. Unter den Erzen gibt es Seifen von Gold, Platin, Zinnstein, Zirkon, Magnetit, Ilmenit u. a. Man sagt, diese Erze liegen in der Seife auf „sekundärer Lagerstätte“.

Im folgenden sind die spezifischen Gewichte einiger Seifenminerale und ihrer Begleiter angeführt. Die Zahlen für Gold und Platin schwanken wegen legierter Beimischungen.

Quarz	2,6	Monazit	5,0
Feldspat	2,6	Magnetit	5,0
basische Silikate um	3,0	Zinnstein	6,5
Granat	3,5	Gold um	17,0
Diamant	3,5	Platin um	17,0

Die erste Schwere-Trennung scheidet also den hellen Quarz und Feldspat von den dunklen basischen Silikaten, dem Ilmenit und dem Magnetit. In dieser dunklen Fraktion („black sand“), die sich bei jedem Sichertrogversuch ergibt, liegen die gesuchten wertvollen Körner. Blättchenform oder Weichheit ist auch

bei höherem spezifischem Gewicht (Molybdänglanz) der Schwereanreicherung abträglich.

Die häufigsten Seifen sind die fluviatilen, also die in Bächen und Flüssen gebildeten. Bei der ständigen Bewegung des durch das Wasser mitgeschleppten Sandes und Kieses schütteln sich die schweren Körner allmählich nach unten



Abb. 40. Lage der Erzseifen in Sandbänken.

durch und finden sich darum in den tiefsten Lagen des Sandes und in Ritzen und Rippen des das Flussbett bildenden Gesteines. Besonders bei extrem schweren Mineralien wie Gold ist diese Schweretrennung eine überraschend vollständige.

In einer goldführenden Flußablagerung liegen gewöhnlich mehr als 90% des Goldes im tiefsten Zehntel des Vertikalschnittes durch die Ablagerung!

Auch innerhalb der Sandbänke ergibt sich eine gewisse Trennung infolge der unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeit. Bei der an der Innenseite einer Flußkrümmung gebildeten Sandbank finden sich die schweren Mineralien vor allem im stromaufwärtigen Teil, wo die Strömungsgeschwindigkeit noch weniger gebremst ist und darum nur die schwersten Körper abzusinken beginnen (Abb. 40).

Die Fluß-Seifen leiten sich von den Ausbissen anstehender Erze ab (Abb. 41). In sehr vielen Fällen, besonders beim Gold, hat die Untersuchung der Fluß- und Bachsande für die Auffindung der primären Lagerstätten die Richtung gewiesen.

Die *marinen Seifen* bilden sich im Bereich der durch die Brandung und durch die Gezeiten entstehenden Strandwälle. Flutstrom, Brandungswooge und vor allem Springfluten werfen Sand mit schweren Mineralien ans Land, der Sogstrom verfrachtet die leichteren Stoffe wieder seewärts. Auf diese Weise sind z. B. an den Küsten des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres verschiedentlich Magnetitsande entstanden.

In Wüstengebieten und am Meeresstrand spielt überdies noch die Ausblasung der leichteren Körner durch den Wind eine Rolle, wodurch die *äolischen Seifen* entstehen. Manche Diamantseifen sind so gebildet.

Den marinen Seifen verwandt sind die *Eisentrümmelerlagerstätten*, welche in NW-Deutschland bedeutungsvoll sind (Salzgitter, Ilsede). Es sind mächtige Lager von zertrümmerten Eisenkonkretionen, die ursprünglich in den vom transgredierenden Meer überfluteten Tonschichten lagen, wobei der Ton weggespült und die Konkretionen durch die Brandung zusammengeschwemmt wurden.



Abb. 41. Die Zinnseifen im Erzgebirge.

### Chemisch-sedimentäre Erzlagerstätten

Die in den Verwitterungslösungen enthaltenen und durch Bäche, Flüsse und zum Teil auch durch das Grundwasser verfrachteten Metalle fallen chemisch im Meer, in Süßwasserbecken und manchmal auch im festländischen Grundwasserbereich aus und bilden so chemisch-sedimentäre Erzlagerstätten.

Sehr oft haben die so ausgeschiedenen Erze eine *oolithische Struktur*. Man



bezeichnet als Oolithe kleine, rundliche, konzentrisch-schalige Mineralgebilde, die im Wasser schwebend um einen Keim — etwa ein Quarzkorn oder ein organisches Partikelchen — gebildet wurden und zu Boden sanken, als infolge der ständigen Neuabscheidung von Mineralsubstanz ein entsprechendes Gewicht des Kornes erreicht war. Die Durchmesser betragen wenige Millimeter, oft nur Bruchteile davon.

Es gibt z. B. oolithische Brauneisenerze, die im mittleren Jura Lothringens und Süddeutschlands große Lager bilden, eisen-silikatische Oolithe (Prager und Thüringer Untersilur), oolithischen Schwefelkies (Meggen in Westfalen) und oolithische Manganerze (Nikopol und Tschiatouri in Südrußland).

Die großen chemisch sedimentären Eisenerzlager finden sich in Meeresteilen, welche durch subtropisch verwitternde Festländer reichlichen Zufluß von eisenhaltigen Verwitterungslösungen bekamen. Ein anderer Teil dieser chemisch sedimentierten Eisenerzlager ist nach H. BORCHERT durch eine submarine Herauslösung des Eisens aus dem Meeresboden durch kohlensäurehaltiges tiefes Meerwasser gebildet worden. Die oolithischen Manganerzlager im Oligozän des weiteren Schwarzmeergebietes liegen im Bereich der weitverbreiteten magmatogenen Manganerzvorkommen Anatoliens und des Balkans und könnten, worauf G. BERG hingewiesen hat, ihren Mn-Gehalt von der Abtragung solcher Vorkommen bezogen haben.

*Sedimentäre sulfidische Erze* sind an sauerstoffarme Meeresteile gebunden, wo weder die organische Substanz noch der Schwefelwasserstoff oxydiert wird. Daher finden sie sich stets in Verbindung mit schwarzen, bituminösen Schieferen. Die Fäulnisbakterien entwickeln aus dem Eiweiß Schwefelwasserstoff. Durch diesen werden Metallsulfide gefällt. Allerdings ist normalerweise die Metallkonzentration im Meerwasser für eine Sulfidabscheidung zu gering. Im küstennahen Schlamm, der mit eisenhaltigen und eventuell auch anderen metallhaltigen Wässern festländischer Herkunft durchtränkt ist, kann eine solche Reaktion aber stattfinden. Ferner kann die Metallkonzentration an ausfallenden Tonteilchen adsorptiv soweit erhöht werden, daß eine Sulfidbildung möglich wird. Das Eiweiß selbst enthält 0,3—2,4% Schwefel, der Blauschlick 0,25—2,5%  $\text{FeS}_2$ , der heutige Schwarzmeer-Schlamm 2,5%  $\text{FeS}_2$  und der deutsche Kupferschiefer 5—10% Kupfer- und Eisensulfid. Schwefelkies-Sedimente, welche wesentlich höher prozentig sind als die obigen Beispiele, besonders, wenn sie mit Sulfiden anderer Metalle vermischt sind, dürften diesen Metallgehalt *submarinen magmatischen Exhalationen* verdanken, der sedimentär aus dem Meerwasser niedergeschlagen wurde. Bezeichnenderweise haben derartige Kieslager auch niemals eine über Zehner von Kilometern reichende Verbreitung.

Chemisch sedimentäre Lagerstätten sind stratigraphisch niveaubeständig und relativ ausgedehnt. Sie ermöglichen daher meist sichere Vorratsschätzungen und lassen von vornherein eher größere Mengen erwarten als unerschlossene hydrothermale Lagerstätten. Für die Aufsuchung der sedimentären Lagerstätten und ihrer reichsten Teile spielen paläogeographische und fazielle Betrachtungen eine sehr wichtige Rolle, wie aus obigen Ausführungen schon hervorgeht und an den Beispielen der deutschen Eisenerzlager und des Kupferschiefers im speziellen Teil noch gezeigt werden wird.

Im festländischen Bereich wird Eisenhydroxyd, Ferrocarbonat und bisweilen auch Manganhydroxyd in Seen und Sümpfen abgelagert. Bei dieser Ausfällung wirken Eisen- und Manganbakterien mit, welche die entsprechenden Hydroxyd-gele ausscheiden.

Eine besondere Gruppe festländischer chemischer Erzabscheidungen sind die „*Lagerstätten der ariden Verwitterungskonzentration*“. In ariden Gebieten sind die

Verwitterungslösungen konzentrierter. Sie können, wenn entsprechende sulfidische Lagerstätten von Kupfer, Silber, Blei usw. in der Umgebung ausbleiben, von diesen einen beträchtlichen Metallgehalt beziehen und ihn den nahen Grundwasserbecken zuleiten. Aus diesen vadosen Wässern, die übrigens im Trockenklima leicht verdunsten, wird der Metallgehalt sulfidisch, carbonatisch oder oxydisch wieder ausgeschieden. So entstanden verbreitete, aber meist kleine und sehr absätzigte Erzvorkommen in Halbwüstensedimenten früherer Formationen (z. B. die „Red bed-Kupferlagerstätten“).

#### IV. Metamorphe Lagerstätten-Umbildung

Die Metamorphose wirkt im allgemeinen nicht erzlagerstättenbildend sondern nur umbildend.

Eine gewisse Konzentration des Metallgehaltes kommt durch die Metamorphose niedrighaltiger Eisenerze zu höherprozentigen zustande. Die an eine uralte Landoberfläche gebundenen Verwitterungserze auf den Eiserquarziten des Oberen Sees waren ursprünglich jedenfalls limonitisch; durch die Regionalmetamorphose sind sie hämatitisch geworden. Örtlich sind sie an einem Gabbrokontakt sogar zu Magnetit umgewandelt worden. Auch sonst bestehen die verbreiteten metamorphen Eisenlagerstätten meist aus Hämatit und Magnetit, den höchstprozentigen Eisenerzen.

Im allgemeinen aber bewirkt die Metamorphose eher eine Zerstreuung des Metallgehaltes durch mechanische Zerreibung und Vermengung mit den Nebengesteinskomponenten und durch Umkristallisation gemeinsam mit diesen. Die Erze werden schwerer aufbereitbar. Alte komplexe sulfidische Lagerstätten, die auf diese Weise in kristalline Schiefer eingeschlichtet und mit ihnen gemeinsam umkristallisiert sind, nennt man *Fahlbänder*. In manchen Fällen läßt das mikroskopische Gefügestudium unter Beachtung des zeitlichen Verhältnisses von Erzbildung, Deformation und Neukristallisation in interessanter Weise die wechselvolle Umbildungsgeschichte solcher Lagerstätten erkennen (Schneeberg in Tirol oder das Kobalt-Zinn-Fahlband im Isergebirge in Schlesien).

Die mechanische Deformation bewirkt eine Zerbrechung der spröden Erze wie Pyrit oder Arsenkies und eine Einpressung weicher, plastisch deformierbarer Erze (z. B. Bleiglanz) in die Spalten der spröden Mineralien. Das täuscht bisweilen eine Altersfolge vor. Pyritwürfel werden zu länglichen Spindeln mit Rissen senkrecht zur Längsachse gestreckt, Bleiglanz wird zu Aggregaten mit gekrümmten Spaltflächen verbogen („Bleichweif“). Die thermische Metamorphose bewirkt die Umsetzung von Pyrit zu Magnetkies, von Brauneisen zu Magnetit. Das Rekristallisationsgefüge von Magnetit oder Bleiglanz ist ein klares Kristallpflaster, welches an Metalle erinnert. *Dagegen ist das Ausmaß der Auflösung und Wiederabsetzung der sulfidischen Erze, also ihre metamorphe Remobilisation ein noch nicht allgemein untersuchtes Problem.* P. RAHMDOER hat von der auf 600 Grad C erhitzten metamorphen australischen Blei-Zinklagerstätte Broken Hill festgestellt, daß Erzwanderungen dabei nur im kleinsten Bereich vorkamen. Das Kniesterz des Rammelsberges, d. i. ein von dünnen Kupferkiesadern durchzogener schwarzer Schiefer, dürfte diese Erzführung aus mobilisierten Erzlösungen aus dem Hauptlager erhalten haben.

In vielen Fällen aber wird die ursprüngliche Entstehung einer Lagerstätte durch die metamorphe Umwandlung völlig unkenntlich. Die Erzminerale neigen besonders leicht zur Rekristallisation und die primären Strukturen werden verwischt. Die Genese vieler metamorpher Kieslagerstätten ist umstritten und problematisch.

Die Form der metamorphen Lagerstätten ist oft spindelförmig, wobei die Längsachsen parallel zur Streckung und zu den Fältelungsachsen des umgebenden Gesteines liegen.

## V. Lagerstättenbildung durch Metamorphose und Lagerstättenregeneration

Die mannigfachen Vorgänge der Metamorphose bilden aber nicht nur vorhandene Lagerstätten um, sie scheinen auch neue Metallkonzentrationen bilden zu können.

Es gibt zahlreiche Erzbezirke, in denen die Lagerstätten zwar offensichtlich aus metallhaltigen Lösungen im Nebengestein abgesetzt worden sind, die aber keine Zugehörigkeit zu bekannten magmatischen Zentren erkennen lassen. Die Vorstellung, daß es sich dabei um magmenferne (apomagmatische oder telemagmatische) Lagerstätten handle, mag manchmal zutreffen; manchmal erscheint das aber sehr willkürlich angenommen. Es sind daher in dem letzten Jahrzehnt andere Wege der Lagerstättenbildung gesucht worden. Diese Ideen sind zwar fruchtbar, aber in vieler Hinsicht noch recht ungeriff und kaum beweisbar.

*Die regionale Metamorphose* von Gesteinskomplexen mit hydroxylhaltigen Mineralien, besonders von wasserhaltigen Tongesteinen zu wasserfreien kristallinen Schiefen, setzt große Mengen erwärmten Wassers frei, das nach A. ENGEL und D. WHITE als Lösungsmittel für Metallverbindungen in Betracht kommen kann. F. ANGEL hat schon vor langem darauf hingewiesen, daß bei der alpinen rück-schreitenden Metamorphose von Biotit und Granat zu Chlorit viel Eisen ent-bunden sein muß und bei der Umwandlung von Kalk zu Kalksilikatgesteinen Kohlensäure, womit die Entstehung der alpinen Sideritlagerstätten erklärt werden könne. Bei der Serpentinisierung basischer Massive ist Magnesium frei gesetzt worden, woher nach ANGEL und SCHWINNER die alpinen Magnesitlagerstätten stammen. (Der Einwand liegt nahe, daß dann Siderit- und Magnesitlagerstätten viel häufiger vorkommen sollten.)

E. CLAR und O. M. FRIEDRICH haben auf das räumliche und zeitliche Zusammenfallen der spätalpinen Kristallisationsmetamorphose und Vererzung hingewiesen und weiterhin gezeigt, daß häufig die Gangartmineralien der alpinen Erzgänge dieselben sind wie die typischen Mineralien der entsprechenden Metamorphose-Bereiche. Sie haben daraus geschlossen, daß Metamorphose und Vererzung in den Alpen den gleichen Ursprung haben.

Die moderne Auffassung, daß ein großer Teil der synorogenen Granite (d. h. der während der Gebirgsbildung entstandenen Granitmassive) nicht echt-magmatischen Ursprungs sei, sondern durch Umwandlung und Verdrängung sedimentärer Gesteine gebildet worden sei, gab Anlaß, auch die *Erzlagerstättenbildung durch Granitisierung* zu erklären. Dieser Gedanke ist von H. BACKLUND, C. J. SULLIVAN, S. GAVELIN und E. RAGUIN vertreten worden. Wird demnach ein Sedimentkomplex durch Alkali-reiche Lösungen verdrängt und in ein granitisches Gestein umgewandelt, so können die in den Sedimenten spurenhaf oder auch als Lagerstätten vorhandenen Metalle und der Schwefel nicht in die Mineralien des sich bildenden Granites eingebaut werden, sondern sie werden ausgeschieden und vor der Granitisierungsfront gleichsam als Emigranten hergetrieben. Auf diese Weise ist z. B. die Bildung der komplexen Sulfidlagerstätten des Skellefte-Feldes in Nord-Schweden erklärt worden, indem Schwermetalle, Schwefel und Arsen aus den Schwarzschiefern bezogen wurden, aus denen der Revsundgranit durch Granitisierung entstanden ist.

Diese Theorie setzt voraus, daß die Erze während der Granitisierung entstanden sind: sie wird also dort nicht anwendbar sein, wo die Erze jünger sind als der Granit oder seine zugehörigen Ganggesteine.

Die extremste Form der Metamorphose in der Tiefe der Gebirgszonen ist die *Wiederaufschmelzung* (Palingenese). Aus dem wiederaufgeschmolzenen Material der Gebirgswurzeln, welches aus Sedimenten und Erstarrungsgesteinen besteht, entstehen sialische palingene Magmen, welche als Granite, Granodiorite, später auch als intermediäre und saure Vulkanite im Bereich des Gebirgszuges aufdringen. Auch diese aufgeschmolzenen Gesteinsserien werden Erzlagerstätten enthalten haben, deren Metallinhalt nun in das neugebildete, palingene Magma eingeht und aus diesem nach den Gesetzen der Differentiation ausgeschieden wird.

Schließlich ist eine besondere Theorie der Lagerstättenregeneration durch H. SCHNEIDERHÖHN vertreten worden; es ist die der „*Sekundär hydrothermalen Lagerstättenbildung*“. Metallfreie, leere Thermalwässer — juvenilen oder vadosen Ursprunges — hätten Erze des Untergrundes aufgelöst, nach oben verschleppt und in den höheren Schichten wieder abgesetzt. Diese Annahme ist vor allem dort am Platze, wo jede zeitliche und räumliche Beziehung zwischen Magmatismus und Lagerstättenbildung zu fehlen scheint, wie vielleicht bei den Pb-Zn-Lagerstätten Oberschlesiens, von Wiesloch oder N-Afrikas. Immerhin ist der Chemismus dieser Sulfidauflösung nicht geklärt und fehlen in diesen Fällen auch die Beweise für eine ältere Erzführung des Untergrundes.

Gelegentlich sind Beispiele gebracht worden, die gut als sekundär-hydrothermal gedeutet wurden: W. SCHRIEL beschrieb variscische Pb-Zn-Gänge bei Ramsbeck, aber auch eine Vererzung der überlagernden Kreide bei Bleiwäsche und des Alttertiärs bei Bergisch Gladbach, die aus den unteren Gängen nach oben verschleppt worden sein dürfte. In Yorkshire haben die Pb-Zn und Fluorit bringenden Hydrothermen aus dem Diabaslagergang des Whinsill Fe und Mg ausgelaugt und weiter oben als Ankerit abgesetzt (K. C. DUNHAM). W. J. SMIRNOW berichtete, daß die mineralogisch einfach zusammengesetzten Pb-Zn-Gänge in jungpaläozoischen Kalken des Kara-Tau in Kasachstan eine ähnliche Blei-Isotopenzusammensetzung zeigen, wie die in den caledonischen polymetallischen Lagerstätten des Untergrundes. Auch das läßt auf eine sekundäre Verschleppung schließen.

*Literatur:* H. SCHNEIDERHÖHN, Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. — E. RAGUIN, Géologie du Granite, 2. Ed. Paris 1958.

## VI. Systematik der Erzlagerstätten

Nach den in den bisherigen Kapiteln beschriebenen Erscheinungen und Bildungsvorgängen ist es möglich, die Erzlagerstätten zu klassifizieren. Man hat früher die Einteilung nach der *Form der Lagerstätten* getroffen und das ist auch heute noch ein wesentlicher Gesichtspunkt. Demnach können unterschieden werden: Lager, Lagergänge, Gänge, Stöcke, Netzwerk, Linsen, Nester, Taschen, Schläuche. Die Form ist das wichtigste für den abbauenden Bergmann und für den die Mineralsubstanz berechnenden Geologen. Die Form läßt auch die Lagerstätten in Typen einteilen und damit eine Klassifizierung schaffen, die unabhängig von der allzuoft umstrittenen Entstehung ist. Die Klassifizierung nach der Form ist aber zuweilen zugleich auch eine genetische Klassifizierung, wie im Kapitel Chromerz gezeigt werden soll.

Bei einer genetischen Klassifizierung gilt es vor allem zwei Grundbegriffe zu unterscheiden: *syngenetisch* und *epigenetisch*.

Als syngenetisch bezeichnet man Erzlagerstätten, welche gleichzeitig mit dem Nebengestein entstanden sind, also die sedimentären; als epigenetisch

die durch später eingedrungene Lösungen entstanden, also die Gänge, metasomatischen Lagerstätten und Imprägnationslagerstätten. Die Unterscheidung dieser beiden Begriffe ist noch unabhängig von theoretischen Vorstellungen durch sorgfältige Beobachtung zu treffen, wenngleich manche Beobachtungsmerkmale mehrdeutig sind. Das gilt vor allem bei syngenetischen (= synsedimentären) und epigenetischen Lagern, die konkordant im Schichtverband des Nebengesteines liegen. In diesem Falle spricht für Syngenese, d. h. also für sedimentäre Entstehung, die Bindung des Erzes an einen oder wenige stratigraphische Horizonte von bestimmter Fazies, ein allmählicher Übergang des Erzlagers in anderes Nebengestein in seitlicher Richtung, eine Schichtung des Erzes mit Anzeichen einer

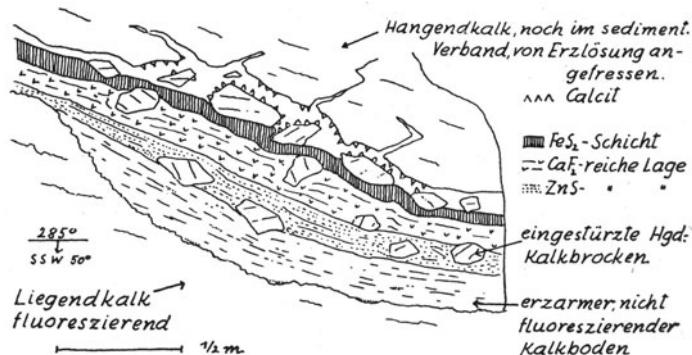


Abb. 42. Füllung einer Höhle mit intersedimentiertem Erz bei hereinbrechendem Höhlendach. Bleiberg-Kreuth. (Nach W. SIEGL.)

Klassierung durch die Schwere. Für Epigenese sprechen demnach die gegen-teiligen Merkmale, ferner die Abzweigung von Erzadern quer ins Nebengestein und hydrothermale Nebengesteinsveränderungen. Die Mehrdeutigkeit ergibt sich daraus, das z. B. aus sedimentären Lagern durch späteren Lösungsumsatz Erz-adern ins Nebengestein auswandern können oder daß umgekehrt epigenetische Erzlösungen ihren Inhalt mit echt sedimentären Strukturen in Höhlen des schon lange verfestigten Nebengesteines absetzen können. (Internsediment, Abb. 42.)

Durch aufsteigende Lösungen gebildete Vorkommen bezeichnet man als *ascendent* gebildet, durch absteigende als *descendent*. Erstere heißen auch *hypogen*, letztere *supergen*. Die Erzlagerstätten, welche ihren Metallgehalt aus dem Nebengestein bezogen haben, das durch seitlich zusetzende Wässer ausgelaugt wurde, heißen *lateralsekretionär*.

Hypothetisch wird die Einteilung dann, wenn Aussagen über den Ursprung der Lösungen gemacht werden. Gewöhnlich pflegt man als *hydrothermal* — und damit zumeist auch *ascendent* — jene warmen mineralbringenden Wässer zu bezeichnen, die ihre Entstehung aus der Differentiation des Magmas ableiten; die aus ihnen abgesetzten Erzlagerstätten haben wir hydrothermale Lagerstätten genannt. Es gibt aber auch warme, mineralreiche Wässer von nicht-magmatischer Herkunft und die aus ihnen abgesetzten Lagerstätten sind von der hydrothermalen oft nicht zu unterscheiden.

A. MAUCHER hat daher mit Recht für solche aus warmen Lösungen ausgefüllte Erzlagerstätten den genetisch unbelasteten Begriff „*Hydatogene Lagerstätten*“ vorgeschlagen.

Heute pflegt man rein genetisch einzuteilen. Bei den magmatogenen Lagerstätten gilt als Leitprinzip seit P. NIGGLI, W. LINDGREN und H. SCHNEIDERHÖHN der Ablauf der magmatischen Differentiation, also letzten Endes die abnehmende

Temperatur. NIGGLI hat einst betont, daß man nicht nur die Entfernung des Absatzortes der Erze aus den Lösungen einerseits vom Herd, andererseits von der Erdoberfläche in Betracht ziehen müsse, sondern auch den Ort der Abspaltung aus dem Herd und schließlich die Entfernung des Herdes von der Erdoberfläche (vgl. plutonische und subvulkanische Lagerstätten). Die Einflüsse des Nebengesteins werden in der russischen Literatur stärker in den Vordergrund gestellt. Das eingeschmolzene Nebengestein verändert das erzbringende Magma und das Milieu beeinflußt auch die hydrothermalen Lösungen.

Die physikalische bzw. mineralchemische Genese spielt heute in der deutschen Literatur bei der Behandlung von Lagerstätten eine etwas zu große Rolle. Die Bedingtheiten der räumlichen Lage, der Platznahme, der Form und der allfälligen Formänderungen der Erzlagerstätten geben nicht minder interessante wissenschaftliche Probleme. Sie sind überdies praktisch meist wichtiger als die Diskussion über den Zustand und die Zusammensetzung der Erzlösungen, worüber wenig Konkretes bekannt ist. Damit soll das Prinzip der genetischen Klassifizierung keineswegs abgelehnt werden, dem wir ja z. B. auch die Zonentheorie und das Verständnis der primären Teufenunterschiede verdanken, sondern nur seine Vorherrschaft angefochten werden.

Im folgenden wird eine vereinfachte genetische Klassifizierung mit zugehörigen Beispielen gebracht, die den Gedanken von SCHNEIDERHÖHN, modifiziert durch E. CLAR und A. MAUCHER, folgt:

#### I. Magmatogene Erzlagerstätten

- |   |   |                             |
|---|---|-----------------------------|
| 1. liquidmagmatische Lagerstätten (z. B. Cr, Pt, Ni-Magnetkies)   | } intra-  |                             |
| 2. liquidmagmatisch-pneumatolytische Übergangslagerstätten (z. B. Magnetit-Apatit von Nordschweden)     |   | magmatisch                  |
| 3. pegmatische Lagerstätten (z. B. W-, Mo-, Be-Pegmatite)   | } peri-   |                             |
| 4. pneumatolytische Lagerstätten (z. B. Sn, W, Mo)  |   | magmatisch                  |
| 5. hydrothermale Lagerstätten (teils Gänge, teils metasomatisch, teils vulkanisch, teils plutonisch)    | hochthermal (z. B. Au, As, Bi)<br>mittelthermal (z. B. Cu, Co)<br>niedrigthermal (z. B. FeCO <sub>3</sub> , Pb, Zn, Sb, Hg) | apo-<br>magmatisch<br>tele- |
| 6. submarine Exhalationslagerstätten (z. B. Diabas-Keratophyreisenerze vom Typus Lahn-Dill, Pyritlager) |   | magmatisch                  |

#### II. Verwitterungslagerstätten

1. mechanische Rückstandslagerstätten: eluviale Seifen (z. B. Platin)
2. chemische Rückstandslagerstätten (z. B. Laterit, Bauxit)
3. Lagerstätten aus Verwitterungslösungen (z. B. Ni-Hydrosilikate, Brauneisenerze und manche Spateisenerze in Kalken)

#### III. Sedimentäre Lagerstätten

1. mechanisch-sedimentäre Lagerstätten (z. B. Au- und Sn-Seifen, Eisentrümmerlagerstätten Norddeutschlands)
2. chemisch-sedimentäre Lagerstätten
  - a) Lagerstätten aus ariden konzentrierten Verwitterungslösungen (z. B. Red bed Cu-Vorkommen)
  - b) marine Oolithlager (z. B. Eisenooolithe, Manganooolithe)
  - c) sedimentäre Sulfidlager (z. B. Kupferschiefer)
  - d) bakteriell beeinflusste Ausscheidungen (z. B. Raseneisenerz, See-Erz)

#### IV. Metamorphe Lagerstätten

1. Kontaktmetamorphe Lagerstätten (z. B. Franklin)

2. Regionalmetamorphe Lagerstätten (z. B. Magnetitlager Mittelschwedens, Fahlbänder)
3. Polymetamorphe Lagerstätten (z. B. Kieslager Bodenmais)

#### V. Metamorphogene Lagerstätten

1. Metamorphogen-hydratische Lagerstätten, gebildet aus Lösungen, die bei der Regionalmetamorphose entstanden sind (z. B. regionale Sideritmineralisation in Gebieten rückschreitender Metamorphose)
2. Gemischt metamorphogen-magmatogene Lagerstätten, gebildet aus aufsteigenden Lösungen von kombiniert metamorpher und magmatischer Herkunft (z. B. viele Lagerstätten der zentralen Ostalpen)
3. Granitisierungs-Lagerstätten, gebildet als Nebenprodukte der Granitisierung von Sedimenten (z. B. Sulfidlagerstätten des Skellefte-Feldes?)

#### VI. Regenerierte Lagerstätten

1. Sekundär-hydrothermale Lagerstätten, gebildet durch Auflösung von Lagerstätten des Untergrundes und Wiederabsatz im Deckgebirge durch leere Thermalwässer in Bruchspalten: Lagerstätten der germanotypen Regeneration (z. B. Barytgänge im Buntsandstein des Schwarzwaldes)
2. Palingen regenerierte Lagerstätten, abgeleitet von palingenen Magmen, die durch Wiederaufschmelzung tief versenkter Erdkrustenteile entstanden sind: Lagerstätten der alpinotypen Regeneration. (Vielleicht viele Lagerstätten in Orogenen, z. B. Sn-Ag-Sb-Lagerstätten Boliviens.)

Es muß mit H. SCHNEIDERHÖHN zugegeben werden, daß manche Lagerstätten komplexer Bildungsart sind, d. h. nicht immer nur einer der hier aufgezählten Arten angehören.

### VII. Geochemische und kristallchemische Prinzipien der Metellanreicherung

Wir haben bisher die Vorgänge der Erzbildung im Verlaufe der mannigfachen *mineralogisch-geologischen* Prozesse kennen gelernt. Diese Dinge werden in ihren letzten Ursachen aber erst dann exakt verständlich, wenn man die Ergebnisse der geochemischen und kristallchemischen Forschung heranzieht. Diese Forschungsrichtung geht vor allem auf V. M. GOLDSCHMIDT, aber auch auf VERNADSKY, BERG u. a. zurück.

Demnach ist das Verhalten eines jeden Elementes von der Ladung und dem Radius seiner Ionen abhängig. Diese Größen bedingen es, in welchem Stadium der Stoffsonderung und in welcher Gesellschaft sich das Element ausscheidet, sie bestimmen gleichsam von vornherein sein Tun und Lassen im geologischen Kreislauf.

Die ursprüngliche Sonderung des Erdballes bewirkte seine Aufteilung in vier konzentrische Hauptzonen: den Eisenkern, die Oxyd-Sulfid-Schale, die silikatische Lithosphäre und zu äußerst die Atmosphäre. Die Trennung in die ersten drei Einheiten ist nach G. TAMANN der metallurgischen Trennung in Ofensau, Kupferstein und Schlacke verwandt.

Diejenigen Elemente, welche vorwiegend im Eisenkern angereichert sind, heißen nach V. M. GOLDSCHMIDT *siderophil*. Es sind dies z. B. Fe, Ni, Co, Pt u. a. In der Sulfid-Oxydschale finden sich vorwiegend die *chalkophilen* Elemente S, Se, Te, Cu, Zn, Pb, As, Sb, Mo, Bi u. a. In die Gesteinsschale gingen die *lithophilen* Elemente ein, wie O, Si, Ti, Zr, Ce, F, Na, K, Li, Mg, Ca, Cr u. a. In der Atmosphäre schließlich finden wir die *atmosphilen* Elemente O, N, C, H, Ar, Ne, He.

Die Sonderung ist keine vollständige — sonst würden wir ja siderophile und chalkophile Elemente überhaupt nicht zu Gesicht bekommen. Manche Elemente

können auch in zwei oder drei Sphären beheimatet sein; so ist z. B. Ni siderophil und chalkophil, ja in beschränktem Umfang auch lithophil, wo es an basische Silikate gebunden ist. Die Halogenide sind lithophil und atmophil.

Diese geochemischen Eigenschaften der Elemente kommen deutlich in der Atomvolum-Kurve zum Ausdruck (Abb. 43). Die siderophilen Elemente befinden sich bei den Minimalwerten dieser Kurve, die chalkophilen in den aufsteigenden Kurventeilen, die atmophilen nahe den Spitzen und die lithophilen in den absteigenden Kurventeilen.

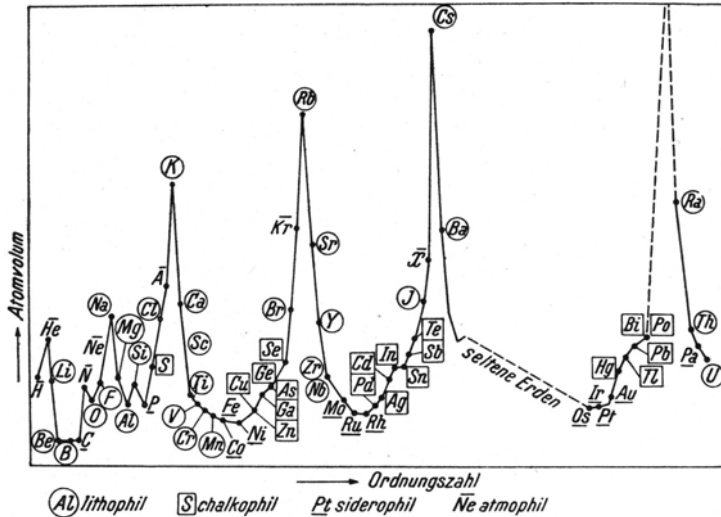


Abb. 43. Atomvolumkurve und geochemische Verteilung. (Nach V. W. GOLDSCHMIDT.)

Innerhalb der Erdkruste, also der Lithosphäre, die für die Lagerstättenbildung vorwiegend in Betracht kommt, erfolgt die weitere Differenzierung nach den Gesetzen der Kristallchemie.

Die silikatische Strukturforschung hat uns gelehrt, daß die Baueinheit der Silikatmineralien das  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder ist, also ein Si-Atom, um das an vier Tetraedereckpunkten O-Atome liegen. Diese  $\text{SiO}_4$ -Gruppen bilden sich als erstes in der Schmelze. Sie ergeben die früh ausgeschiedenen Orthosilikate (Olivin). Später reihen sie sich zu Ketten, so daß jedes Tetraeder an zwei Ecken mit einem anderen verbunden ist. Dadurch aber sind 2 O-Atome dem Tetraeder nur zur Hälfte eigen und es bedingt dies die für die chemischen Formeln der prismatischen Kettensilikate (Pyroxene, Hornblenden) kennzeichnende Gruppe  $\text{SiO}_3$ . Im Verlaufe der weiteren Ausscheidung bilden sich die Schichtsilikate, bei denen 3 in einer Ebene liegende O-Ecken auch von den Nachbartetraedern mit beansprucht werden, wodurch sich — ganzzahlig umgerechnet — die Formel  $\text{Si}_2\text{O}_5$  ergibt. Das sind die tafeligen Silikate wie Glimmer und Chlorit. Als letztes bilden sich die Gerüstsilikate, bei denen jede Tetraederecke an eine benachbarte anschließt, woraus die Formel  $\text{SiO}_2$  folgt. Das ist die Grundstruktur von Quarz und Feldspäten.

Diese Folge zeigt uns die ständige Aufzehrung des Sauerstoffs in der Schmelze, so daß die späteren Silikatstrukturen in Bezug auf das Si immer ärmer an O werden. Die Frühausscheidungen (Orthosilikate und Kettensilikate) haben also in ihren  $\text{SiO}_4$ - und  $\text{SiO}_3$ -Gruppen die höchste negative Überschußladung. Darum



werden hier auch die stärksten positiven Kationen gebunden, also die zweitwertigen kleineren Ionen der Mg-Gruppe. An die späteren Kategorien schließen sich die größeren Ca-Ionen an, zum Schluß die einwärtigen Alkali-Ionen.

So wird die am Anfang des Buches wiedergegebene Ausscheidungsfolge der Silikate verständlich: zuerst Olivin, dann Pyroxen und Hornblende, schließlich Glimmer, Feldspat und Quarz. In die lockeren Schicht- und besonders Gerüstsilikate können auch größere Anionen (Cl, F, SO<sub>4</sub>) und Wassermoleküle eingebaut werden. Das sehen wir an den im spätgranitischen und pegmatitischen Stadium ausgeschiedenen Silikatmineralien, die bereits jene flüchtigen Bestandteile enthalten.

Für ein Metall ist es nun maßgeblich, welchem Stadium der Differentiation es sich anschließt. Das hängt u. a. von seinem Ionenradius ab. Ionen mit gleicher oder ähnlicher Ladung und ähnlicher Größe können sich im Kristallgitter isomorph vertreten. Metalle, welche den bei der Hauptkristallisation massenhaft ausfallenden gesteinsbildenden Silikaten isomorph beigemischt sind, erscheinen in solcher Verdünnung, daß sie keine Lagerstätten bilden. Sie sind nach V. M. GOLDSCHMIDT in den gesteinsbildenden Mineralien „getarnt“. So ist das Hafnium (Ionenradius 0,86 Å) in dem verbreiteten Gesteinsgemengteil Zirkon (an Stelle des Elementes Zr mit dem Ionenradius 0,87 Å) getarnt, so daß es erst 1923 entdeckt worden ist. Dabei ist Hafnium durchschnittlich in der Erdkruste fast ebenso häufig wie Blei (ca. 0,00002%) und häufiger als Arsen oder Kobalt. Die letzteren erscheinen aber in den hydrothermalen Restlösungen und sind daher auffälliger.

Das Nickel (0,78 Å) gleicht in der Ionengröße dem Mg (0,78 Å) und geht daher, — soweit es nicht wegen seiner Chalkophilie an S oder As gebunden ist — isomorph in die Mg- und Fe-haltige Frühausscheidung, den Olivin ein. Mit dem Mg bleibt es auch bei der Serpentinisierung, wodurch eben manche Serpentine bis zu wenigen Zehntel Prozent Ni enthalten können. Erst bei der chemischen Verwitterung trennen sich Ni und Mg, indem das erstere die Nickelhydrosilikate, das letztere dichten Magnesit bildet.

*Das Wesentliche der isomorphen Beimengung ist also: Elemente, deren Ionenradien denen der häufigsten Elemente in den gesteinsbildenden Mineralien der Hauptkristallisation ähneln oder gleichen, bleiben in den Produkten der Hauptkristallisation getarnt. Jene Elemente aber, die ungewöhnlich große Ionenradien haben (wie z. B. U, Th, Cs) oder ungewöhnlich kleine (wie z. B. Li, Be, B) können nicht oder nur sehr schwer isomorph Unterschlupf finden und müssen während der Restkristallisation ihre eigenen Mineralgitter bilden. Darum finden wir diese Elemente in den Pegmatiten angereichert. Bei anderen Elementen spielt für die Loslösung von der Hauptkristallisation die schon oft erwähnte Flüchtigkeit ihrer Verbindungen oder eine besondere Affinität zum Schwefel mit.*

Dieses „Unterschlupfen“ von Metallen im Kristallgitter der gesteinsbildenden Mineralien, bzw. umgekehrt ihr Verbleiben außerhalb dieser Mineralien — ihre „Ausseihung“ nach V. M. VENDL — bestimmt die Lagerstättenführung mancher Gesteinsprovinzen. In der schon genannten Weise fängt Mg das Ni ab. Ni erscheint daher in unbauwürdiger Verdünnung in den Mg-reichen Gesteinen und ist nur dort lagerstättenbildend angereichert, wo es Schwefel oder Arsen für eine eigene Mineralbildung gefunden hat. Mg fängt auch Sn ab; Sn findet sich darum in Biotit und Hornblende; daher bringen Granite, welche diese dunklen Komponenten reichlicher führen, keine eigenen Zinnlagerstätten; diese finden sich vielmehr in den extrem sauren Graniten ohne Mg-Mineralien.

Gold wird in K-reichen Feldspatgesteinen abgefangen und ist darum mit Ca-Na-Feldspatgesteinen lagerstättenbildend verbunden.

Die geochemische *Spurenelementforschung* gibt manche wertvolle Hinweise zur Genese von Erzen. So enthält nach C. W. CARSTENS hydrothermaler Pyrit meist weniger als 0,1% Mn, sedimentärer Pyrit mehr als 0,1%. Hochthermale Zinkblenden sind durch einen Indium-Gehalt gekennzeichnet, kühler gebildete durch Thallium, Gallium und Germanium. Nach H. HABERLANDT erscheint Europium speziell in hydrothermalen Fluoriten, Ytterbium in pegmatitischen. Bi-Gehalt kennzeichnet höher temperierten Bleiglanz.

Auch zur Abgrenzung gemeinsam entstandener Lagerstätten einzelner *Erzbezirke* können die Spurenelemente als Hinweis dienen. In den Ostalpen ist nach E. SCHROLL Bi als Spurenelement in Bleiglanzen und Zinkblenden der Hohen Tauern und der Grauwackenzone kennzeichnend, Hg in der Grauwackenzone und in Nordtirol, Ge in den kalkalpinen Blei-Zinkerzen Kärntens und Tirols.

Eine besondere Methode ist die *Isotopenforschung* im Hinblick auf die absolute Altersbestimmung der Erze. Zum Teil stehen diese Ergebnisse in guter Übereinstimmung mit den geologischen Befunden, zum Teil aber bestehen schwer erklärbare Widersprüche. So hat z. B. das Blei der Lagerstätte von Bleiberg (Kärnten) nach der Isotopenzusammensetzung ein Alter von 200 Millionen Jahren (Perm), während das Nebengestein, in dem diese Bleierzkörper sich finden, mitteldriadisches Alter hat. Ist also ein älteres Blei sekundär-hydrothermal aus dem Untergrund nach oben verschleppt worden? Ist es sedimentär in das Becken des Triasmeeres verfrachtet worden? Oder ist diese Isotopenzusammensetzung aus älteren Bleierzlagerstätten übernommen worden, die zur Tertiärzeit samt ihrer Umgebung wieder aufgeschmolzen wurden, wobei dann aus dem paläogenen Magma jüngere hydrothermale Bleilagerstätten abdestillierten? Für die Entscheidung dieser Fragen wissen wir zu wenig über den Ausgangspunkt der Isotopenmischung.

*Literatur:* K. RANKAMA u. T. G. SAKAMA, Geochemistry. Chicago 1950. — F. MACHATSKII, Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage, Wien. Springer-Verlag. 1953.

## VIII. Metallogenetische Provinzen und Epochen

Es gibt Räume und Zeiten besonderer magmatischer Aktivität und damit besonders reichlicher Erzlagerstättenbildung. Es sind dies zugleich auch die Zonen und Epochen der großen Gebirgsbildung. A. HELKE hat diesen bekannten Zusammenhang scharf formuliert durch den Satz: Zum Orogen gehört das Chalkogen.

Die räumlich und zeitlich zusammengehörigen magmatischen Gesteine sind, wenngleich von verschiedener Art und Zusammensetzung entsprechend den Stadien der Differentiation, doch blutsverwandt. Das gilt auch für die zugehörigen Erzlagerstätten. Man spricht von metallogenetischen Provinzen und metallogenetischen Epochen. Wir zählen dazu nicht nur die unmittelbar magmatogenen Lagerstätten, sondern auch die aus deren Abtragung entstandenen, während der anschließenden nachorogenen Formationszeiten im selben Raum abgelagerten sedimentären Erzlagerstätten. Und wenn die Hypothese von der Wiederaufschmelzung tief versenkter Krustenstreifen im Unterbau der Gebirge samt ihrem Bestand an älteren Eruptiven und Lagerstätten zu Recht besteht, dann würde der Kreislauf sich schließen und die so wiedergeborenen Erze das Endglied des einen und das Anfangsglied des folgenden Zyklus sein.

Der Begriff der metallogenetischen Provinz ist von dem großen französischen Lagerstättenforscher L. DE LAUNAY zu Beginn des Jahrhunderts geschaffen worden. Demnach enthält eine metallogenetische Provinz einen bestimmten Typ

von Lagerstätten, der von dem tektonischen Baustil einer großen regionalen Einheit abhängt. Diese Abgrenzung der metallogenetischen Provinz ist also vorwiegend regional. Der zeitliche Gesichtspunkt war durch W. LINDGREN in den Vordergrund gestellt worden, indem dieser die metallogenetischen Provinzen mit den metallogenetischen Epochen verband. E. SPURR lenkte die Aufmerksamkeit auf die stoffliche Verwandtschaft der Glieder einer Erzprovinz; er sagt: eine metallogenetische Provinz zeigt eine Einheitlichkeit der Metalle, eine Blutsverwandtschaft, die für diese Provinz kennzeichnend ist.

In dem Bestreben, alle diese Gesichtspunkte zu vereinigen, schlug ich folgende Definitionen vor:

Eine *metallogenetische Provinz* oder *Erzprovinz* umfaßt alle Erzlagerstätten, die in einem tektonischen und metallogenetischen Großabschnitt eines Orogens während einer orogenetischen Epoche, also damit auch während einer metallogenetischen Epoche, gebildet wurden.

Eine *metallogenetische Unterprovinz* umfaßt alle Erzlagerstätten, die während einer oder einiger aufeinanderfolgender orogenetisch-magmatischer Phasen zumeist in bestimmten tektonischen Zonen des Orogens gebildet wurden. Diese Lagerstätten zeigen eine genetische und stoffliche Verwandtschaft.

Ein *metallogenetischer Bezirk* oder *Erzbezirk* ist ein räumlich abgrenzbarer Teil einer metallogenetischen Unterprovinz. Auch für seine Lagerstätten gilt naturgemäß Gleichzeitigkeit oder zumindest ein relativ enger Zeitraum der Bildung und genetisch-stoffliche Verwandtschaft.

Demgegenüber umfaßt eine *Metallprovinz* alle Lagerstätten desselben Metalls in einer regional-geologischen Einheit, gleichgültig, in welchen Epochen diese Lagerstätten gebildet worden sind.

Aus zwei Räumen seien Beispiele skizziert: *Europa* hat in Skandinavien wohl erhaltene Lagerstättenprovinzen aus präkambrischer und altpaläozoischer Zeit. Die Lagerstätten sind weitgehend metamorphosiert, das Gebirge tief abgetragen, so daß nur die Erze des alten Geosynklinalvulkanismus und die intra- und perimagnetischen Bildungen erhalten geblieben sind. Zum präkambrischen Zyklus gehören z. B. die Apatit-Magnetite von N-Schweden, die komplexen As-reichen Erze von Boliden, der Nickel-Magnetkies von Petsamo und die komplex-sulfidische Cu-Lagerstätte von Outokumpu, alles Lagerstätten von weltwirtschaftlicher oder zumindest europäischer Bedeutung. Der altpaläozoische (caledonische) Zyklus in Skandinavien hat metamorphe Kies- und Magnetitlager, kleinere Chromit- und Ni-Magnetkieslagerstätten, Molybdän-Quarzgänge u. a. geliefert.

Die variscische Epoche in Mitteleuropa ist in der normalen Weise eingeleitet worden durch einen verbreiteten geosynklinalen Diabas-Keratophyrvulkanismus zu devonischer Zeit, welcher die Eisenerzlager im Lahn-Dillgebiet, im Harz, in den Ostsudeten und auch einige Schwefelkieslager (Meggen und Rammelsberg) erzeugte. Die während der späteren Phasen der variscischen Gebirgsbildung aufgedrungenen Granite haben Gänge von As, Cu, Sn, Ag und Pb im Gefolge gehabt. Dabei ergab sich eine gewisse Differenzierung, indem in den Sudeten As und Cu, im sächsischen Erzgebirge Sn und W, im Harz Ag und Pb, in der Rheinischen Masse  $\text{FeCO}_3$  und Pb-Zn, im französischen Zentralplateau U und Sb auffallend hervortreten. Der verbreitete postorogene Vulkanismus der Rotliegendzeit hat noch etwas Cu und Ba geliefert. Viele dieser Erzvorkommen verfielen zur Perm- und Triaszeit zusammen mit dem variscischen Gebirge der Abtragung. Ihr Metallgehalt (Cu, Pb, Zn) wanderte in die ariden Konzentrationslagerstätten der Halbwüstensedimente des Perm und der unteren Trias und in

die Zechsteinmeeresbecken von Mitteldeutschland und Schlesien (Kupferschiefer und Goldberger Kupfermergel).

Grundsätzlich ähnlich verlief die variscische Metallogenese in Westeuropa (Iberische Halbinsel) und in Osteuropa (Ural). Im letzteren spielen die an basische Intrusiva gebundenen Metalle eine große Rolle (Pt, Cr, Ni). Stofflich anders dagegen war der variscische Magmatismus im Bereich der stabilen Blöcke Nord- und Südrußlands; dort drangen Alkali-Magmen ein, die sehr reich an flüchtigen Bestandteilen waren und Phosphor (Apatite der Kolahalbinsel), Zirkon (Asowsches Meer), Fluor, Cer, Niob und andere seltene Stoffe mitbrachten.

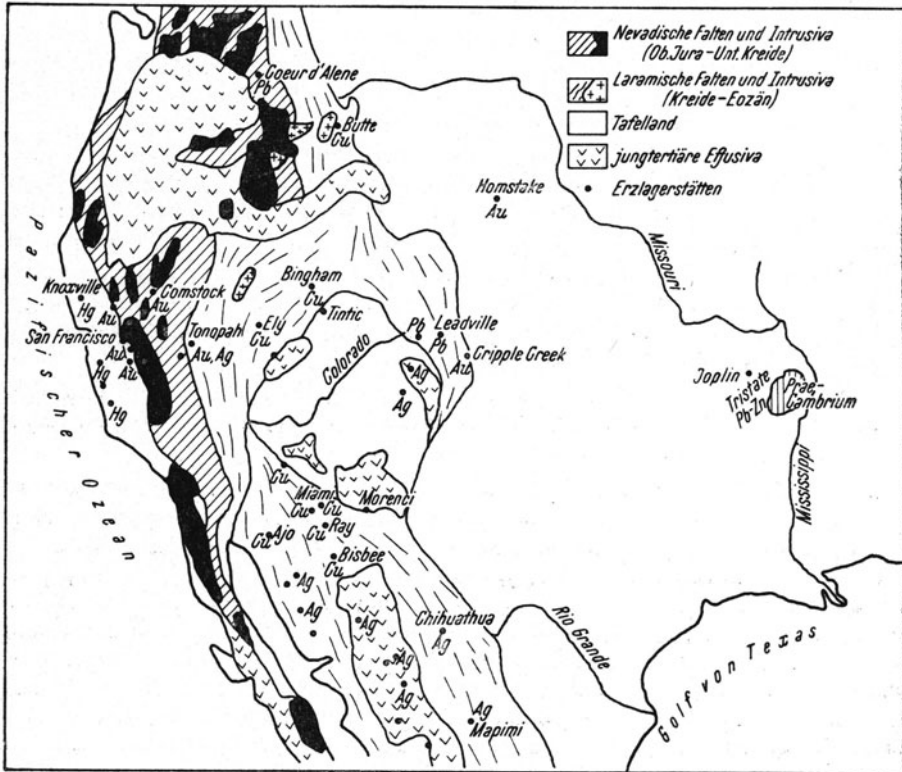


Abb. 44. Die Lagerstätten der westlichen Vereinigten Staaten. (Vereinfacht nach H. SCHNEIDER-HÖHN.)

Eine telemagmatische Pb-Zn-Vererzung betraf die Trias von Oberschlesien und Westdeutschland. Ihre Herkunft ist unbekannt. Vielleicht handelt es sich um eine magmatische Fernwirkung der jurassischen (kimmerischen) Gebirgsbildungsphasen.

Mit der alpidischen Gebirgsbildung rückte im Mesozoikum auch die Hauptlagerstättenbildung nach Süden. Der Geosynklinalvulkanismus zur Trias-Jurazeit lieferte im dinarisch-griechischen Gebiet mächtige Serpentinmassen mit Cr und Ni. Die sauren und intermediären synrogenen Magmen der obersten Kreide brachten Cu, Mn und Au am Balkan und im Banat,  $\text{FeCO}_3$  in den Karpaten und in den Ostalpen, Cu und Mo im Kaukasus. Die hauptsächliche Vererzung aber folgte auf die alt- und mitteltertiären magmatischen und orogenen Phasen und brachte Au (West- und Ostalpen, Slowakei, Siebenbürgen), Cu (Oberungarn, NO-Serbien,

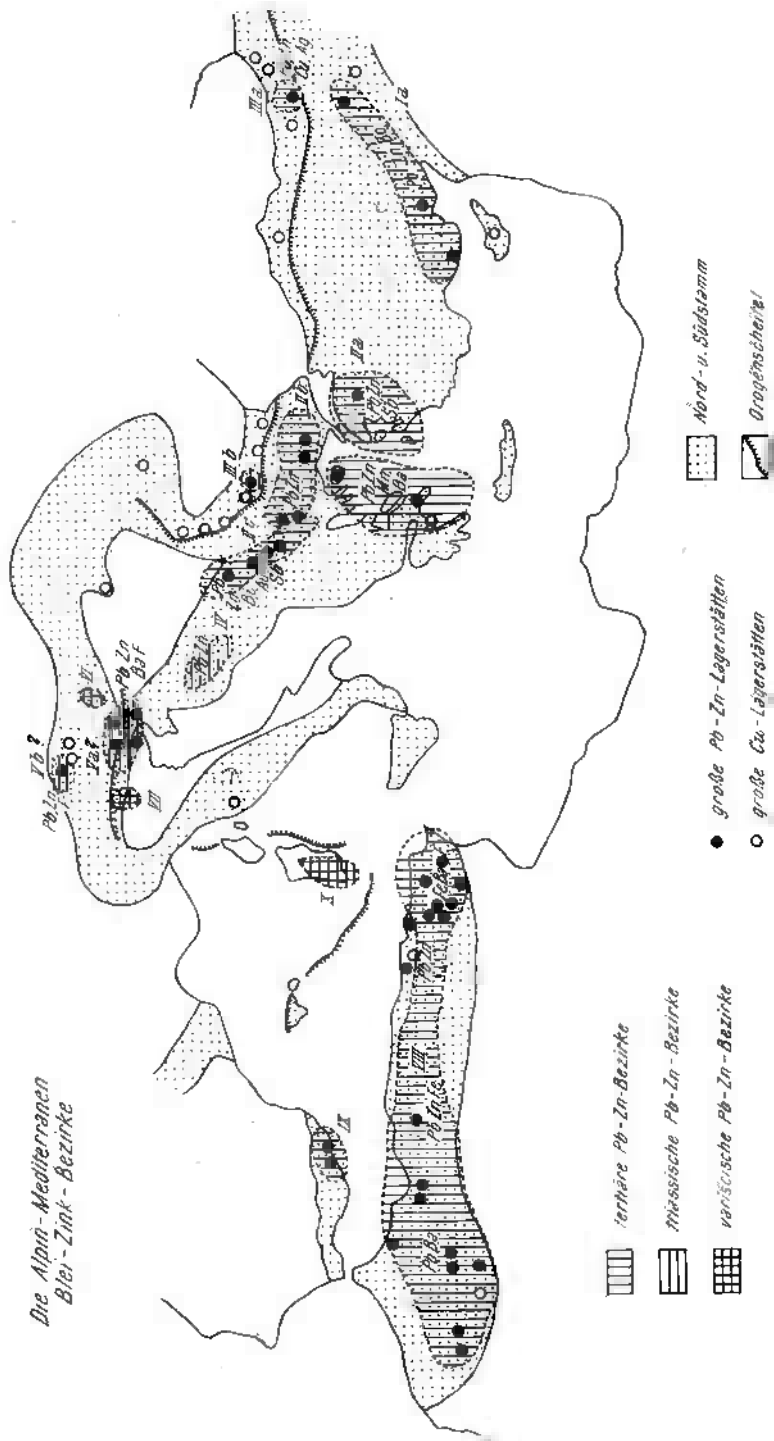


Abb. 45. Die alpin-mediterrane Blei-Zinkprovinz. (Nach W. E. PETRASCHECK.)

Balkan),  $\text{FeCO}_3$  (Ostalpen), Pb-Zn (Südalpen, Südserbien, Rhodopen), Sb (Slowakei, Serbien, Kroatien), Hg (Oberitalien). Das jüngere Alter und darum die geringere Abtragung der alpidischen Ketten bewirkte es, daß hier die großen Metallhöfe einschließlich der apomagmatischen und telemagmatischen Lagerstätten noch vollständiger erhalten sind. Aus demselben Grunde sind aber sedimentäre Erzlagerstätten, deren Metallgehalt aus der Abtragung der magmatischen stammt, noch selten. Vielleicht stammen die oligozänen marinen Manganlager von Nikopol, Tschiaturi und Warna von der oberkretazischen Manganprovinz in Anatolien und Bulgarien. Ein Bild der Blei-Zinkbezirke der alpin-mediterranen Ketten gibt Abb. 45.

Auf dem *Nordamerikanischen Kontinent* ist eine Reihe weltwirtschaftlicher Lagerstätten der algonkischen Metallogenese des Canadischen Schildes zu verdanken. Die Hämatit-Quarzite des Oberen Sees haben ihren Fe und  $\text{SiO}_2$ -Gehalt vielleicht von submarinen Exhalationen der Geosynkinalzeit erhalten. Darüber liegen die basischen Lawen des Keweenaw mit ihrer berühmten Cu-Führung. Zwischen die archaische und die algonkische Serie intrudierte der gewaltige Sudbury-Lakkolith mit der größten Ni-Lagerstätte der Erde. Zu dieser Provinz gehört auch der Co-Distrikt von Ontario.

Die variscische (appalachische) Orogenese hatte eine Goldvererzung im Gefolge. Die Herkunft der großen telemagmatischen Pb-Zn-Lagerstätten des Tristate-Bezirktes, die in einer metasomatischen Vererzung silurischen und untercarbonischen Kalkes besteht, ist noch nicht sicher geklärt.

Eine sehr reiche Lagerstättenbildung geht auf die mesozoisch-tertiäre Gebirgsbildung und den zugehörigen Magmatismus im westlichen Nordamerika zurück (Abb. 44). Die Faltung und mit ihr die magmatische Tätigkeit wanderte im Laufe der jüngeren Erdgeschichte von der Pazifischen Küste allmählich landeinwärts nach Osten. Die oberjurassisch-alkretazischen Küstenketten enthalten den 2000 km langen Coast-Range Batholithen und den 600 km langen Sierra Nevada Pluton. Auf den ersteren — bzw. seine Begleiter — sind die reichen Goldfelder von Alaska (Alaska Juneau Mine), auf den letzteren die Goldgänge von Californien (Mother Lode, Grass Valley), ferner Pb-Zn-Lagerstätten (Coeur d'Alene) zurückzuführen. Ostwärts gehört zur „laramischen Revolution“ in den Rocky Mountains an der Wende Kreide/Tertiär der große Boulder Batholith und einige kleinere Intrusivstöcke. In dieser Periode wurden die wirtschaftlich hochbedeutenden Cu-Lagerstätten im Umkreis um das Colorado-Plateau gebildet: Clifton Morenci, Miami, Bingham u. a., die Pb-Lagerstätte der Granite Bimetallic Mine, die Mo-Lagerstätte von Climax.

Noch östlicher sind schließlich während des Jungtertiärs im Gebiet der Bruchfalten große Massen von Ergußgesteinen gefördert worden, an welche die subvulkanischen Au-Ag-Lagerstätten von Cripple Creek, Comstock lode, El Oro, Tonopah und andere geknüpft sind. — W. LINDGREN hat darauf hingewiesen, daß die magmatische Tätigkeit im Zuge ihrer Wanderung gegen Osten immer sich mehr nach der alkalischen Seite hin differenzierte und daß Hand in Hand damit die Zahl der Flußspatlagerstätten gegen Osten zunimmt. Als anschließende sedimentäre Lagerstätten der mesozoisch-tertiären Metallogenese sind in erster Linie die vielen Goldseifen und vielleicht auch ein Teil der Red bed Cu-Vorkommen des mittleren Westens zu nennen.

Bei der Betrachtung der Erzprovinzen fällt die häufige *Wiederkehr eines und desselben Metalles zu verschiedenen metallogenetischen Epochen* auf. Man spricht dann von *Metallprovinzen*. Ein bekanntes Beispiel ist die Kupferprovinz von Arizona, in welcher paläozoische, kretazische und tertiäre Cu-Lagerstätten vor-

kommen. Der mediterrane Raum enthält reichlich carbonische, triassische, alt-tertiäre und jungtertiäre Pb-Zn-Lagerstätten (Abb. 45). In den Westsudeten ist nach E. BEDERKE die Rekurrenz von accessorischem Zinn und Kobalt zu caledonischer und variscischer Zeit zu bemerken. Die wiederholte Aufschmelzung ganzer Gesteins- und damit Lagerstättenabschnitte eines Orogens während aufeinanderfolgender Gebirgsbildungszeiten mag eine Erklärung für diese Persistenz von Metallen geben; letzten Endes verschiebt diese Erklärung das Problem der ungleichmäßigen regionalen Metallverteilung nur in eine frühere Vergangenheit. Einzelne Metalle scheinen offenbar von vorneherein in einzelnen Krustenabschnitten vorzuherrschen.

## Zweiter Abschnitt

# Die Lagerstätten der einzelnen Metalle

## I. Die Eisen- und Stahlmetalle

### 1. Eisen

Wichtige Eisenminerale:

Magnetit	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	Dichte 5,2	72% Fe
Hämatit <sup>1</sup> (Eisenglanz)	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	Dichte 5,1	70% Fe
Brauneisen (Limonit)	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Dichte 3,7	63–60% Fe
Eisenspat (Siderit)	$\text{FeCO}_3$	Dichte 3,8	48% Fe
Chamosit	$3 \text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$	Dichte 3,2	33% Fe

Die lagerstättenbildenden Erzgesteine, also die geförderten Erze haben naturgemäß einen niedrigeren Fe-Gehalt als die entsprechenden Erzminerale. Die untere *Bauwürdigkeitsgrenze* bei Eisenerzen lag früher bei 32%; in den Kriegsjahren sind in Deutschland auch 24%ige Erze abgebaut worden. Der Fe-Gehalt darf niedriger sein bei niedrigem  $\text{SiO}_2$ - bzw. bei hohem CaO-Gehalt. Im allgemeinen soll  $\text{SiO}_2$  nicht mehr als 12% betragen. Die Salzgitterer Erze mit über 30%  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$  stellen einen extrem sauren Fall dar. Die gesuchten phosphorarmen Erze haben einen Gehalt von maximal 0,04% P, die für das Thomasverfahren benötigten phosphorreichen Erze haben mindestens 0,6% P (bei 30% Fe) bis 0,8% P (bei 50% Fe). Was dazwischen liegt wird im Siemens-Martin- oder Blasstahl-Verfahren verhüttet oder muß durch Mischung nach der einen oder anderen Seite aufge bessert werden. Cu-Gehalt über 0,5% galt früher immer als schädlich, heute ist er für gewisse korrosionsbeständige Eisensorten erwünscht.  $\text{TiO}_2$ -Gehalt macht die Schlacken strengflüssig und ist daher über 1% nicht tragbar. Neuerdings gelang auch die Verhüttung von 6%  $\text{TiO}_2$ -Erzen, wenn damit eine Titan-Vanadiumgewinnung verbunden werden kann. S schadet bei Rösterzen nicht, bei anderen Erzen wird er bis 0,3% toleriert. As ist ungünstig. Mangan ist werterhöhend, 1% Mn gilt für 1% Fe. Chrom ist schädlich.

Das Eisen nimmt in der Erdkruste hinsichtlich seiner Häufigkeit die vierte Stelle ein. Es ist dies mit ein Grund, warum es fast alle genetischen Lagerstättentypen bildet. Immerhin stammen rund dreiviertel der Welteisenerzproduktion und sechssiebtel der Welteisenerzvorräte aus Lagerstätten des sedimentären und des Verwitterungszyklus.

Zu den frühmagmatischen Ausscheidungen gehören die Lagerstätten der *Titanmagnetite*. Das Erz ist Magnetit mit mikroskopischen Entmischungsspindeln von Titaneisen. Es tritt als Schlierenkörper in basischen Tiefengesteinen (Gabbro, Anorthosit, Norit) auf, z. B. am Taberg in Südschweden, woselbst der  $\text{TiO}_2$ -Gehalt 5–6% beträgt. Eine andere große Titanmagnetit-Lagerstätte mit Ilmenit ist Routivara. Für die Eisenverhüttung sind diese Erze wenig geeignet, doch gewinnen sie zunehmend an Bedeutung für die Titanerzeugung (siehe Seite 138). Bemerkenswert ist ein beträchtlicher Vanadiumgehalt der Titanmagnetite. So enthalten derartige Erze im Nordural bis 0,5% V.

<sup>1</sup> Martit ist ein Eisenglanz, der aus Magnetit entstanden ist.



Liquidmagmatische Bildungen sind auch die *Magnetit-Apatiteisenerze* vom Typus Kirunavara in Nordschweden. Der Intrusionsverband der gewaltigen Erzkörper mit dem syenitischen und porphyrischen Nebengestein zeigt, daß es sich um ein im flüssigen Zustand abgepreßtes Erzmagma handelt, welches einen hohen Anteil an flüchtigen Bestandteilen hatte. In *Kirunavara-Luossovava* besteht ein ganzer Bergrücken aus Magnetit, der von einer 15 km langen und durchschnittlich 70 m breiten, mittelsteil einfallenden Erzplatte gebildet wird (Abb. 46). Das Fördererz ist hochwertiger Magnetit mit 50–70% Fe, z. T. reichlich durchsetzt mit weißen Lagen von Apatit, der bei manchen Erzen einen P-Gehalt von 0,2–5% bewirkt. Die Vorräte bis 800 m Tiefe betragen 1,5 Milliarden ton Erze, die Jahresförderung mehrere Millionen to.

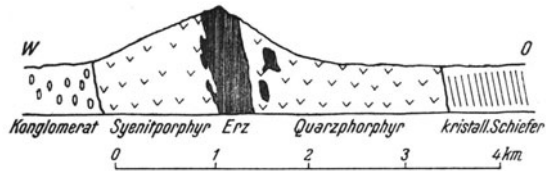


Abb. 46. Profil durch Kirunavara. (Nach O. STUTZER.)

Südlich davon liegt in *Gellivara* eine kleinere und metamorphe Lagerstätte derselben Art. Der Magnetit ist hier z. T. stärker mit Eisenglanz vermengt. In noch stärkerem Maße gilt dies für die mittelschwedische Lagerstätte *Grängesberg*.

Große Vorkommen von Apatiteisenerzen liegen ferner am *Cerro de Mercado* (Mexiko).

Die *kontaktpneumatolytischen und kontaktmetasomatischen Eisenerzlagerstätten* treten an der Grenze von sauren bis intermediären Tiefengesteinen gegen Kalk auf. Die Kalke sind in Kalksilikatfels mit Ca-Granaten, Diopsid, Epidot, Tremolit, Wollastonit u. a. m., die man Skarn nennt, umgewandelt. Das Erz ist Magnetit und Eisenglanz, oft verunreinigt durch Pyrit, Magnetkies und andere Sulfide.

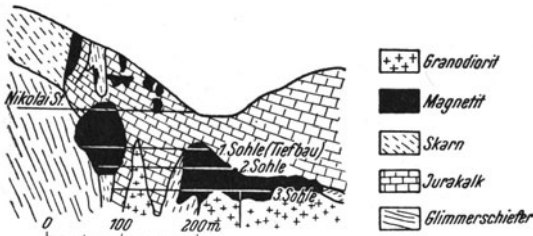


Abb. 47. Paulusgrube in Ocna de Fer. Nach REISCH und PREUSCHEN.)

In Europa am bekanntesten sind die Kontaktlagerstätten des rumänischen *Banats*. Sie liegen auf einer 130 km langen, N-S-streichenden tektonischen Senkungszone am Innenrand der südlichen Karpaten, in welcher die mesozoischen Schichten geradezu siebartig von zahlreichen großen und kleinen granodioritischen bis dioritischen Intrusivstöcken („Banatiten“) durchlöchert

sind. Die Intrusionszeit war die oberste Kreide. Das Magma war reich an flüchtigen Bestandteilen, so daß viele Kontaktlagerstätten gebildet wurden. Im Süden nahe der Donau liegen Schwefelkiesstöcke, im Mittelabschnitt um Oravitza schlauchförmige Kupfererzsvorkommen mit Wismut und Gold, im Norden bei Dognacea und Ocna de Fer Eisenerzlagerstätten (Abb. 47). Kontaktsilikate, Flußspat und das seltene pneumatolytische Mineral Ludwigit ( $\text{Mg}_3\text{Fe}\text{Fe}_2\text{B}_2\text{O}_{10}$ ) sind die Begleiter der Erze. Die Eisenerzlagerstätten liegen unmittelbar am Kontakt von Granodiorit mit Jurakalk, welcher in Granat-Epidotskarn umgewandelt ist. Die Erzstöcke bestehen aus Magnetit und z. T. auch Hämatit. Ihre Durchmesser betragen bis zu 60 m. Das Fördererz hat 60% Fe und ist bei den südlichen Stöcken durch Sulfide verunreinigt.

Eine andere bekannte Kontaktlagerstätte ist die Eisenlagerstätte auf der Insel *Elba*, die ebenfalls auf einen jungen Granit zurückgeht, welcher in jurassischem Kalk Nester von Magnetit und Eisenglanz erzeugt hat. Das Erz von Elba enthält 50% Fe und 0,02% P. Die Vorräte betragen 10 Millionen to.

Von größter wirtschaftlicher Bedeutung für die Sowjetunion sind die altbekannten, aber erst in den letzten drei Jahrzehnten stärkstens entwickelten Magnetitlagerstätten im *Ural*. In Gora Blagodat, im Nord-Ural, ist eine wechselnde Sediment-Tuffitfolge durch einen paläozoischen Syenit in eine Magnetit-Skarnmasse von 400 m Mächtigkeit umgewandelt. Ein Teil des Erzes tritt auch

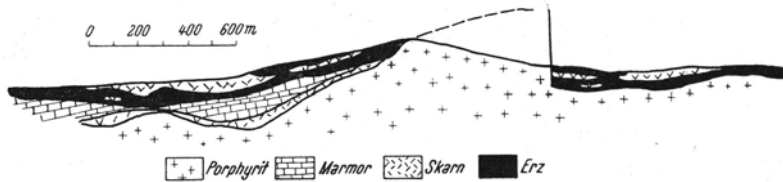


Abb. 48. Die Kontaktlagerstätte von Gora Magnitnaja. (Nach N. A. USPENSKI.)

mit fluidalem Verband im Syenitporphyr auf und wird magmatisch gedeutet. Wegen der Verwachsung mit den Kontaktsilikaten wird das Erz magnetisch aufbereitet. In Wissokaja werden im Tagbau ähnlich gebildete, aber stärker zu Eisenglanz umgewandelte (martitisierte) Erze mit 45–60% Fe gewonnen. Magnitnaja im Mittel-Ural ist die größte dieser Lagerstätten. Kalk im Dach eines Granites ist durch diesen zu Skarn mit Magnetitkörpern umgewandelt (Abb. 48). Die Reserven werden mit 350 Millionen beziffert.

Für die türkische Eisenindustrie von Bedeutung ist die Lagerstätte von *Divrik* in Mittel-Anatolien, woselbst kretazischer Kalk metasomatisch in Magnetit umgewandelt ist. Zwischen dem Magnetitkörper und dem Kalk liegt ein Mantel von Skarn. Ein junger Syenit verursachte die Vererzung.

Hydrothermal sind *Eisenspat- und Roteisenlagerstätten*, welche sowohl als Gangfüllungen wie metasomatisch auftreten können.

Die Eisenspatgänge des *Siegerlandes* (Westdeutschland) vertreten einen in der Welt nicht seltenen Typus, haben aber nur in Deutschland besondere wirtschaftliche Bedeutung. Es handelt sich um einen großen Schwarm von verschieden streichenden Gängen, der in nord-südlicher Richtung den Siegerländer Hauptsattel quert. Die Gänge sind besonders gut in den sandig-tonigen mittleren und oberen Siegener Schichten des Unterdevon und schlecht in den tonschieferigen unteren Siegener Schichten entwickelt, was seine Ursache in der Spaltenbildung hat. In den Spezialsätteln sind die Gänge besser ausgebildet. Die Gangmächtigkeit beträgt im Durchschnitt 2 m und kann bis zu 30 m erreichen, die Teufe geht bis 1200 m. Die Gänge setzen in einem stark gefalteten Schichtsystem auf und sind durch zahlreiche Verwerfungen zerstückelt. Ihr Alter ergibt sich daraus, daß sie das Unterdevon durchsetzen, aber bereits durch untercarbonischen Diabas örtlich kontaktmetamorph verändert sind; sie sind also älter als die meisten variscischen Erzgänge Deutschlands und gehören in die Endphase der bretonischen Faltung. Die Füllung ist vorwiegend Eisenspat mit 38–40% Fe und 6% Mn. Dadurch ist das Siegerland der wichtigste Manganproduzent Deutschlands. Verbreitet ist eine Umwandlung des Eisenspates in Roteisen, die vor allem in den höheren Teufen zu beobachten ist, aber doch wohl ascendenten Ursprunges ist. An verschiedenen Stellen werden die Spatgänge durch Quarz, Kupferkies, Pyrit, Hochkupferglanz, Kobalt- und Nickelarsenide verdrängt. Das sind jüngere Nach-

schübe von höherer Temperatur (Rejuvenation). Manche dieser Gänge sind früher als Kupfererzgänge gebaut worden.

Das Problem der sulfidischen Nachschübe auf Eisenspatlagerstätten verdient noch einmal eine kritische Betrachtung. Wir kennen gleichartige Nachschübe auf den metasomatischen Spatlagerstätten der Alpen, den Spatgängen Thüringens und der Slowakei. Soll überall die in den oberen Gangteufen auftretende und jüngere Sulfidgruppe ein heißerer Nachschub sein? Andererseits spricht die zonare Verteilung in Cornwall, im Riesengebirge, in Ojucla (Mexiko) tatsächlich dafür, daß der Siderit die magmenfernere und kühlere

Bildung ist als der Kupferkies und seine Begleiter. Im Riesengebirge ist der Spat jünger als der Kupferkies.

Die Förderung des Siegener Bezirkes beträgt 1 Million Jahrestonnen, die Vorräte betragen etwa 20 Millionen to.

Ähnliche Gänge treten auch sonst verschiedentlich auf, so im Slowakischen Erzgebirge bei Dobšina und Kotterbach. Der dortige Spat hat 1–2% Mn.

Bei *Ljubije* unweit *Priedor* in Bosnien liegen mächtige Ganglinsen von Eisenspat in paläozoischen Schiefer. Das Erz ist tiefgreifend oxydiert und enthält auch Sulfide.

Roteisengänge sind als apomagmatische Bildung recht häufig, aber stets von sehr geringer wirtschaftlicher Bedeutung. Die Gänge vertauben rasch mit der Tiefe. Die gewöhnliche Gangart ist Quarz oder Schwerspat, bisweilen auch feindisperse Pechblende.

Die größte unter den *metasomatischen Eisenspatlagerstätten* ist der *Erzberg* in Steiermark. Er ist ein Glied in einer langen Reihe von Spatlagerstätten der nördlichen Grauwackenzone der Alpen, einer Zone, welche aus stark verschuppten paläozoischen Schichten besteht. Am Erzberg ist eine mächtige Scholle von Devonkalk in Eisenerz umgewandelt (Abb. 49). Das Liegende bildet ein stark metamorpher Porphyroid, das Hangende — nur am Nordfuß erhalten — Werfener Schiefer der unteren Trias. Wahrscheinlich hat dieser auch bei der Vererzung die Rolle eines Permeabilitätshorizontes gespielt. Die Devonkalkmasse selbst ist in zwei Schichten geteilt, welche durch den „Zwischenschiefer“ getrennt werden. Die Vererzung hat die Kalkmasse quergreifend zu den Schicht- und Störungsflächen ergriffen, jedoch mit wechselnder Intensität, so daß neben dem feinkörnigen, hellen Siderit auch grobspätiger, brauner Ankerit ( $\text{FeCa}(\text{CO}_3)_2$ ) gebildet wurde, welcher wegen seines geringeren Eisengehaltes als „Rohwand“ bezeichnet wird. Gelegentlich im Erz erhaltene Feinbänderung des Kalkes sowie nicht umgewandelte Crinoidenstielglieder lassen zusammen mit den oft wolkigen Erz/Kalk-Grenzen keinen Zweifel an der metasomatischen Entstehung aufkommen. Aus dem Umstand, daß durch die Umwandlung von  $\text{CaCO}_3$  in das spezifisch schwerere  $\text{FeCO}_3$  ein Gestein mit geringerem Volumen entstand, erklären sich nach W. PETRASCHECK die im Erz verbreiteten Drusen Hohlräume, die durch jüngere große Dolomitrhomboeder ausgefüllt sind. Neben dem Eisen-

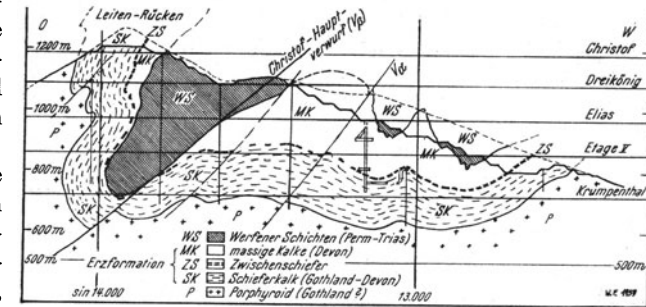


Abb. 49. Der Steirische Erzberg. (Nach KERN.)

erz kommen nur in ganz geringfügigen Mengen Pyrit, Kupferkies und Zinnober vor. Die Erzführung erstreckt sich von der Spitze des Berges bis zur Sohle der 300 m tiefen Bohrungen am Nordfuß, also über eine Vertikaldistanz von 1000 m, wobei nach A. KERN in den oberen Teufen der Ankerit stärker hervortritt, während in den tieferen Niveaus der Anteil von Siderit in reinem Kalk größer ist. Diese Regel von Zunahme des Erzadels mit der Tiefe scheint auch für andere Eisenspatvorkommen der Grauwackenzone zu gelten. Die Mineralisation ist jünger als die Trias, deren Basiskonglomerat in der näheren Umgebung noch örtlich metasomatisch vererzt ist, und jünger als die kretazisch-tertiäre alpine Decken-tektonik. Sie ist älter als das Mittelmiozän, in dessen Konglomeraten die ersten Erzgerölle erscheinen. Sie gehört daher zusammen mit den verwandten Lagerstätten in die große alpine Metallogenese.

Das Erz wird in gewaltigem Tagbau (rund 70 Etagen) und z. T. auch im Tiefbau gewonnen. Das Fördererz hat 32% Fe. Der Mn-Gehalt beträgt 2–3%. Die Jahresförderung liegt zwischen 1 und 3 Millionen to; bisher wurden rund 120 Millionen to abgebaut. Die noch vorhandenen Vorräte werden auf über 300 Millionen geschätzt.

Kleinere Lagerstätten derselben Art, z. T. stärker mit Quarz-Kupferkies durchsetzt, finden sich längs der ganzen Grauwackenzone in Österreich. Fast immer sind paläozoische Kalke vererzt, in Einzelfällen, so bei Werfen, auch triadische.

Ein zweiter Zug ostalpiner Eisenspatlagerstätten liegt in den kristallinen Zentralalpen von Kärnten. Hier hat die Metasomatose Marmor erfaßt. Arsenisch-sulfidische Erze und Eisenglanz sind etwas häufigere Begleiter. Das größte dieser Vorkommen ist der *Hüttenberger Erzberg* mit einer Jahresförderung von über 150.000 to. Die verschiedenen Marmorvarietäten waren verschieden gut zur Vererzung geeignet. Die Längsachse der Eisenspatkörper folgt der tektonischen Streckung des Nebengesteins. In der Tiefe ist der Marmor zu Anhydrit umgewandelt (H. MEIXNER).

Die alpine Sideritvererzung greift weit nach Südosteuropa über. Eine unmittelbare Fortsetzung der Grauwacken-Lagerstätten sind die Gänge und metasomatischen Vorkommen in der Slowakei (Vashegy). Auch hier sind paläozoische Kalke vererzt, doch auch die Trias zeigt noch Spuren der Mineralisation. In den südlichen Karpaten, an der Grenze von Banat und Siebenbürgen, liegen die Sideritlagerstätten der Poiana Rusca. Wiederum sind paläozoische Kalke in große Eisenspatstöcke umgewandelt. In der Umgebung von *Hunedoara* werden jährlich 100.000 to Spateisen und Brauneisen gewonnen; der größte Tagbau ist der von Ghelar. Es ist möglich, daß diese Lagerstätten mit dem Banatitvulkanismus in einem entfernten genetischen Zusammenhang stehen. Bei *Kremikovci* nördlich von Sofia war seit langem eine Kluftvererzung des Triaskalkes mit Limonit und Roteisen bekannt. Bohrungen nach dem Kriege haben metasomatische Eisenspatlinsen von angeblich über 200 Millionen Tonnen aufgeschlossen.

In Westeuropa ist die wichtigste metasomatische Lagerstätte die von *Bilbao* in Nordspanien. Hier ist Kreidekalk zu Siderit, vorwiegend aber zu Limonit und Hydrohämatit vererzt. *Djerissa* in Tunesien und *Ouenza* in Algerien sind große metasomatische Spatlagerstätten, die oberhalb des hydrostatischen Niveaus in Brauneisen umgewandelt sind. Unterkretazische Kalke werden verdrängt und die Vererzung folgte besonders den reinen Riffkalen und den Störungen. (Abb. 8) — Die englischen Eisenerzlagerstätten (Cumberland), aus Siderit und Hämatit bestehend, setzen als Stöcke im Kohlenkalk auf.

Eine besondere, vor allem für das Eisen kennzeichnende Art von Lager-

stätten sind die *submarinen Exhalationslagerstätten*. Der Typus ist im *Lahn-Dill-Gebiet* in Westdeutschland vertreten. Das Mitteldevon dieses Gebietes ist als eine Serie von Keratophyren, Diabasen, Tuffen und diabasisch-sedimentären Mischgesteinen, „Schalsteine“ genannt, entwickelt. Die letzteren sind dadurch entstanden, daß ein an leichtflüchtigen Bestandteilen reicher Lavafluß sich über den Meeresboden ergoß und dabei  $\text{CaCO}_3$  aus dem Kalkschlamm aufnahm. Es handelt sich also eindeutig um Gesteine des untermeerischen Vulkanismus der Geosynklinalzeit. Im Zusammenhang mit diesem Vulkanismus traten  $\text{FeCl}_2$  oder  $\text{FeH}_2(\text{CO}_3)_2$ -Lösungen zusammen mit  $\text{SiO}_2$ -Verbindungen am Meeresboden aus. Dadurch schieden sich verbreitete Lager von Roteisenerz und auch rotem Eisenkiesel ab. Z. T. wurden die eben gebildeten Kalkschlammablagerungen metasomatisch verdrängt; dadurch entstanden kalkreiche Eisenerze („Flußeisenstein“) mit 35% Fe, 10–15%  $\text{SiO}_2$  und 20–24% CaO. Jedenfalls fand die Erzbildung im Mitteldevon statt, denn die oberdevonischen Diabastuffe enthalten bereits Brocken von Roteisen. In den Schalsteinen und Schiefen liegen die kiesel-säure-reichen Erze (50% Fe, 17%  $\text{SiO}_2$ ). Die Lahn-Dill-Erze sind phosphorarm. Das Hauptlager mit 2–4 m Mächtigkeit tritt an der Grenze der mitteldevonischen Eruptivstufe gegen die oberdevonischen Kalke und Schiefer auf, kleinere Lager erscheinen im Schalstein oder im Kalk. Durch die variscische Gebirgsbildung sind die Lager eng gefaltet und geschuppt worden. Verschiedentlich ist im Erz Magnetit neugebildet oder in geringer Menge auch ursprünglich vorhanden, so daß magnetische Schurfmethoden bei der Aufsuchung der gestörten Lagerteile Erfolg hatten. Die Produktion des ganzen Bezirkes beträgt rund 1 Million Jahrestonnen.

Gleichartige und gleichalte Lagerstätten finden sich bei Elbingerode im Harz, hier z. T. neben analog gebildeten Schwefelkieslagern, sowie in den Ostsudeten. Bei Vares in Bosnien liegen in der Trias sedimentäre Siderit- und Roteisenlager, die nach A. CISSARZ auf submarine vulkanische Exhalationen zurückgehen.

Sehr verbreitet ist dieser Lagerstättentyp in metamorpher Form, bei der die Eruptiva zu Grünschiefern oder Amphiboliten, die Kalke zu Marmor und die Roteisenerze zu Magnetit umgewandelt sind.

Im Laufe der *Verwitterung* wird das Eisen vor allem bei feuchtwarmem Klima aus den Gesteinen herausgelöst. Die dabei entstehenden Eisenbicarbonatlösungen sind bei Sauerstoffzutritt nicht beständig, so daß Eisenhydroxyd ausfällt. Dagegen bleibt bei Anwesenheit von Humussubstanz und auch von Kieselsäure das Eisenhydroxyd als Sol in Lösung; es geht dies auf eine Wirkung von Schutzkolloiden zurück. Aus diesen Lösungen wird das Eisen erst bei Berührung mit Elektrolyten — Kalkwasser oder Meerwasser — ausgeflockt.

Das kolloidale Ferrihydroxyd ist elektropositiv. Es absorbiert daher bevorzugt die Anionen Phosphor-, Arsen- und Vanadinsäuren. Brauneisenerze sind also oft P-reich und enthalten bisweilen auch As und V.

Es gibt Brauneisenlagerstätten, die einen an Ort und Stelle fixierten Verwitterungsrückstand darstellen, und solche, die aus gewanderten Verwitterungslösungen abgeschieden worden sind.

Zur ersten Gruppe gehören die *Lateriteisenerze* und Basalteisenerze auf verwitterten eisenreichen Silikatgesteinen. Sehr große Lagerstätten dieser Art gibt

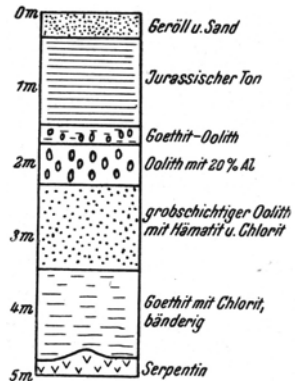


Abb. 50. Detailprofil der Verwitterungseisenerzlagerstätte von Chailowo. (Nach G. HIESS-LEITNER.)

es in *Conakry* (Westafrika) und auf Cuba, wo die Verwitterung ultrabasischer Massive Brauneisenerz mit 50% Fe und 1–3% Cr geschaffen hat. *Meist ist der schädliche Chromgehalt in den obersten Lagen etwas höher.* Aus der oberkretazischen Verwitterung von Serpentinmassiven sind bei Veles und Greane in Mazedonien, bei Larymna in Ostgriechenland und auch anderwärts am Balkan oolithische (bzw. pisolithische) Brauneisenerzlager entstanden, die einen merklichen Chromgehalt haben. Bei Chalilowo im Südural enthält das Erz, welches aus der Umschwemmung der Verwitterungsrinde eines Cr- und Ni-führenden Serpentinmassivs entstanden ist 1% Cr und 0,7% Ni (Abb. 50).

In Deutschland gibt es kleine Lager und Taschen von lateritischem Basalt-eisenerz am *Vogelsberg* in Hessen, das bei der tertiären Verwitterung entstanden ist. Durch Lösungsumsatz in solchen Eisenmulmen entstanden bohnenförmige Konkretionen. Ein Beispiel dafür sind die Bohnerze auf der Jurakalkhochfläche der Schwäbischen Alb.

Zur Gruppe der Rückstandsanreicherungen sind auch die Oxydationsbildungen auf anderen, insbesondere sulfidischen und spätigen Eisenerzlagerstätten zu rechnen. Die Limonit- und Hämatitbildung bedeutet in diesen Fällen in Bezug auf den Eisengehalt eine qualitative Aufbesserung. Dabei ist die gelegentlich zu beobachtende Entstehung von Roteisen an Stelle des zu erwartenden Brauneisens von Interesse. Anscheinend ist sie an arides Klima oder in anderen Fällen auf den Einfluß konzentrierter Salzlösungen, welche vielleicht dehydrierend wirken, zurückzuführen. Auch bei der Hydrolyse von Ferri-Salzen kann Roteisen ausfallen.

Zu den Erzanreicherungen durch Verwitterungslösungen ist die Lagerstätte von *Amberg* in Franken zu rechnen, deren Entstehung lange umstritten war. Die Oberfläche des Malmkalkes wird von Brauneisen mit einzelnen Kohlen-schmitzen und von sandigem Eisenspat bedeckt. Darüber liegen Oberkreide-schichten. Zur Unterkreidezeit sind aus den nordöstlich gelegenen Hochgebieten, welche von den eisenhaltigen Doggersandsteinen eingenommen waren, sehr eisen-reiche Verwitterungslösungen abgefließen und haben sich in Tümpeln auf der Kalkoberfläche gesammelt. So schied sich Brauneisen ab, ein Teil des Kalkes wurde metasomatisch in Spat umgewandelt. Das Erz ist P-reich. Die Jahres-produktion betrug in Konjunkturzeiten 700.000 to.

Unter den *sedimentären Eisenlagerstätten*, welche quantitativ eine sehr große Rolle spielen, kennen wir mechanische und chemische Ablagerungen.

Echte marine Seifen sind die in Küstengebieten vorkommenden *Magnetit-Ilmenitsande*. Wegen ihres Titangehaltes sind diese Sande für die Eisenerzeugung bisher wenig wichtig, doch gewinnen sie an Bedeutung für die Titangewinnung.

Ein europäisches Beispiel sind die Magnetitsande bei Burgas am Schwarzen Meer. Der Magnetit stammt aus dem umliegenden Andesitareal. Der Sand nimmt einen 3 km langen und 100 m breiten Streifen ein und ist mehrere Meter mächtig. Ein Teil liegt unter dem Meeresspiegel. Der Sand enthält im Mittel 28% Magnetit, was 20% Fe bedeutet. Die magnetischen Konzentrate haben 8–10%  $\text{TiO}_2$ .

Eine große Lagerstätte dieser Art wird in Travancore (Indien) gebaut.

Für die deutsche Eisenindustrie von einiger Bedeutung sind die sogenannten *Trümmerlagerstätten* der norddeutschen Kreide. Das Basiskonglomerat des transgredierenden Neokom in der Umgebung von *Salzgitter* im Harzvorland besteht aus abgerollten Brauneisentrümmern, Eisenoolithen und einer wechselnd tonig-sandig-kalkigen Grundmasse. Es nimmt eine Fläche von rund 200 qkm ein und hat eine Mächtigkeit von 2–10, ja örtlich 30 und 70 m. Das Eisen stammt aus den Toneisensteinkonkretionen (Bänken und Geoden) in den umliegenden und unterlagernden Tonen des unteren und mittleren Jura. Diese waren durch die

vorangegangene oberjurassische Gebirgsbildung freigelegt worden. Dabei wurde im Laufe der festländischen Verwitterung und Abtragung die Tonsubstanz weggespült und die Toneisensteine wurden in einer Lesedeeke angereichert, wobei sie dicke Brauneisenkrusten bekamen. Das hereinflutende Neokommeer schwemmte die Eisenerztrümmer zu einem Brandungskonglomerat zusammen, das besonders in den Senken und Mulden des abwechslungsreich geformten Küstengebietes abgelagert wurde. In den oberen Horizonten überwiegen Oolithe.

Dieses Untergrundrelief spielte für die Mächtigkeit und für die Beschaffenheit des Erzes eine maßgebliche und praktisch bedeutsame Rolle, wie die Untersuchungen von J. WEIGELT dargetan haben. Infolge ihrer Härte bildeten Buntsandstein, Muschelkalk und Rhätsandstein der älteren Faltenzüge aufragende Rücken am Meeresboden, Keupertone und Juratone Senken (Abb. 51). In diesen Hohlformen hat das überlagernde Erz eine besondere Mächtigkeit. Außerdem wurde von den Sandsteinrücken mehr kieseliges, von den Kalkrücken mehr kalkiges Material in das Brandungskonglomerat eingestreut, was für die Qualität der an sich sehr kiesel-sauren Erze wesentlich ist. Ferner sind besondere Mächtigkeiten in den Streifen festzustellen, wo durch Abwanderung des Salzes aus den Flanken der Zechsteinsättel sinkende Räume entstanden. Das Studium der vorkretazischen Faltenzüge war also für die Aufsuchung geeigneter Lagerstättenteile sehr nützlich.

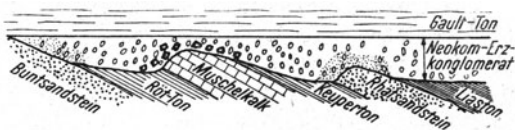


Abb. 51. Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Mächtigkeit und Zusammensetzung des Salzgitterer Erzkonglomerates von dem vorkretazischen Relief. (Nach dem Prinzip J. WEIGELTS.)

Das Salzgitterer Erz hat durchschnittlich 30–33% Fe, 30%  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ , wenig CaO (mit Ausnahme der vorerwähnten kalkigen Partien) und 0,4% P. Es ist also sehr sauer, so daß es für sich allein erst in den Jahren kurz vor dem Kriege im großen Maßstab verhüttet wurde. Die durch Bohrungen nachgewiesenen Vorräte betragen 1 Milliarde Tonnen.

Eine analoge, sehr große Lagerstätte wurde nach dem 2. Weltkriege im oberen Jura bei *Gifhorn* in Braunschweig erbohrt.

Grundsätzlich gleich entstanden sind auch die oberkretazischen (Emscher) Konglomeraterze von *Peine-Ilse* westlich Hannover. Hier stammen die Eisenbrocken aus aufgearbeiteten Unterkreidetonen. Die Lagermächtigkeit beträgt 5–20 m. Das Erz ist kalkig und daher gut verhüttbar; es hat 33% Fe, 5–10%  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ , 16% CaO. Die Vorräte betragen 100 Millionen Tonnen.

Das bei der Verwitterung in Lösung gegangene Eisen wird chemisch oder durch Bakterien wieder abgesetzt. Infolge der besonderen Lösungsfähigkeit der Humussäuren wird auch heute in Mooren Eisen ausgelaugt und bei Zutritt von Luftsauerstoff als Hydroxyd ausgefällt, welches Gras und Moos inkrustiert. Das ergibt das sogenannte *Raseneisenerz*, welches früher im norddeutschen Flachland und in Finnland wegen seiner leichten Verhüttbarkeit gern gesucht war und auch heute noch wegen seiner Porosität zum Entschwefeln des Leuchtgases in Gasanstalten verwendet wird. Bei Abschluß von Sauerstoff kann in Mooren auch weiches, weißes Ferrocyanat ausfallen. Die diesem entsprechenden Bildungen der geologischen Vergangenheit sind die *Kohleneisensteine*, welche Bänke und brotlaibförmige Konkretionen in flözführenden Serien besonders des Carbons bilden.

Tritt das eisenreiche Grundwasser der Moorengebiete in flache, offene Seen ein, so entsteht das See-Erz, welches in Finnland gebaggert wird.

Viel größer aber sind die chemisch-sedimentären Eisenlager, die im Meere gebildet werden und oolithische Struktur haben. G. BERG hat sich mit ihren Entstehungsbedingungen befaßt. An sich ist das Meerwasser außerordentlich eisenarm. Im Küstenbereich von Festländern mit intensiver tropischer und subtropischer Verwitterung wird aber viel gelöstes Eisen ins Meer hinausgeführt und dort durch den Elektrolytgehalt ausgeflockt. Auch der lateritische Verwitterungsboden wird als roter Schlamm ins Meer verfrachtet. H. ERHARD hat aus Madagaskar berichtet, daß dieser Eisentransport besonders dann einsetzt, wenn die schützende Pflanzendecke im Einzugsgebiet der Flüsse plötzlich entfernt wird, was in der geologischen Vergangenheit auch klimatische Ursachen gehabt haben kann. Der Amazonas bringt alljährlich 11 Millionen Tonnen Eisen ins Meer! B. BROCKAMP hat darauf hingewiesen, daß die marinen oolithischen Eisenlager vorzugsweise in den Randbereichen des nördlichen Trockengürtels entstanden sind und daß ihre Bildungsräume im Laufe der Erdgeschichte mit diesem Klimagürtel gewandert sind.

Die Oolithe bestehen aus Brauneisen, bisweilen vermischt mit Kieselsäure, oder aus Eisensilikat. Die Bildungsbedingungen für beide Arten sind offenbar sehr wenig von einander verschieden. Wo die Oolithe sideritisch sind, ist das nach BERG auf sekundäre Umwandlungen zurückzuführen.

Die oolithischen Brauneisenerze des untersten *Dogger von Lothringen*, welche Minette genannt werden, treten in 8—12 übereinander liegenden Flözen auf, deren Mächtigkeit 3—9 m beträgt. Sie bedecken ein Areal von 1000 qkm. Die erzführende Formation ist 20—60 m mächtig und in den Mulden erzreicher ausgebildet. Man unterscheidet von unten nach oben ein grünes, schwarzes, braunes, graues, gelbes und rotes Lager. Das graue ist das verbreitetste. Der Eisengehalt schwankt zwischen 28 und 40% Fe, der Phosphorgehalt ist relativ hoch (0,6 bis 0,8% P). Der Vorrat beträgt 6 Milliarden Tonnen. Die Förderung übersteigt in manchen Jahren 14 Millionen Tonnen.

Ähnliche, aber eisenärmere und kieselsäurereichere Erze liegen im *Dogger von Baden und Württemberg*: Wasseraffingen (29—34% Fe, 5—9% CaO, 25% SiO<sub>2</sub>) und Gutmadingen (24% Fe, 12% CaO, 22% SiO<sub>2</sub>, 0,08% V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). — Der Lias von Harzburg führt gleichfalls bauwürdige Oolitherze.

Die oolithischen Brauneisenlager der Halbinsel *Kertsch* gehören in verschiedene Stufen des Pliozän. Das Hauptlager liegt in der kimmerischen Stufe und ist 8—25 m mächtig. Es erscheint in Mulden von mehreren Kilometern Länge. Mineralogisch besteht das Erz vorwiegend aus oolithischem Limonit, der in einer chloritischen Grundmasse eingebettet ist. Bemerkenswert sind Beimengungen von Pyrolusit, Vivianit, Pyrit und Schwerspat. Das im Tagbau bei der Stadt Kertsch selbst gewonnene Erz hat 37% Fe, 7% Mn, 1,3% P, und bis 0,13% As, was besondere Anforderungen an die Verhüttung stellt. Der Vanadiumgehalt ist ziemlich hoch. Die sicheren und wahrscheinlichen Vorräte werden mit einer Milliarde Tonnen angegeben.

Der zweitgrößte Eisenerzbezirk der U. S. A. ist auf die obersilurischen *Clintonerze* von Alabama begründet. Zwei Flöze von einigen Metern Stärke werden abgebaut. Die Produktion beträgt 6—7 Millionen Jahrestonnen, der Vorrat 1,8 Milliarden Tonnen. Das Erz ist hochwertig, da es aus oolithischem und klastischem Roteisen besteht.

Von ähnlicher Zusammensetzung sind die untersilurischen Eisenerze von Wabana auf Neufundland, welche eine Riesenlagerstätte bilden.

Silikat-Oolithe (Chamosit) zusammen mit Hämatit liegen im Ordoviz der *Prager Mulde*. Die tiefere Stufe bilden die Schichten von Komárov mit dem bis 16 m mächtigen Hämatitlager der Krušná hora im SW-Teil der Mulde. Cha-



mosit tritt hier nur begleitend auf. Der Erzzug ist am Südflügel der Mulde bis Mnišek verfolgbar. In einer höheren Stufe des Ordoviz liegen die Schichten von Zahorany mit dem Nučicer Erzhorizont, der vor allem am nördlichen Muldenflügel gebaut wird. Das Erz besteht aus oolithischem Chamosit mit 33% Fe. Das Lager ist bis 25 m mächtig. Die Jahresproduktion beträgt wechselnd  $\frac{1}{2}$  bis 1 Million Tonnen Erz.

Ähnliche silikatisch-oolithische Lager finden sich im Ordoviz von *Thüringen* (Schmiedefeld). In Nord-Anatolien liegt bei *Camdag*, westlich des Kohlenfeldes von Eregli ein mitteldevonisches Eisenoolithlager, das bis zu 30 m mächtig ist, aber tektonisch stark geschuppt und zerlegt ist. Das Erz hat im Mittel 39% Fe, 13 bis 24%  $\text{SiO}_2$  und 2–20% CaO.

Sehr viel geringere Bedeutung als die marinen Oolitherze haben die marinen Toneisensteine, welche in tonigen Schichtserien Bänke und Linsen bilden. Solche werden unweit von Radom in Polen abgebaut, wo sie im Keuper auftreten. 600–900 kg Erz kommen auf den Quadratmeter Lagerstättenfläche.

Zu den *metamorphen Eisenerzlagern* gehören in erster Linie die gebänderten Eisenquarzite im Praecambrium der alten Schilde. Sie bestehen aus einer feinschichtigen Wechsellagerung von Hämatit und Quarzit. Dieser Rhythmus dürfte klimatische Ursachen gehabt haben. Hier sind die gewaltigen Lager am *Oberen See* zu nennen, aus denen 80–90% der nordamerikanischen Eisenerzproduktion stammen. Das Algonkium (Huronische Serie), welches mit einer großen Diskordanz dem Archaikum aufliegt, besteht aus einer metamorphisierten Folge von Quarziten, Dolomiten und Schiefern. Vor allem die untere und mittlere Huronstufe enthält dazwischen „Eisenerzformationen“. Diese bestehen aus gebänderten, feinkörnigen Hämatitquarziten (Jaspiliten) und Grenalit-Quarziten. Grenalit ist ein Eisensilikat. Örtlich enthalten die Gesteine als Produkt der Metamorphose auch fein verteilten Magnetit, wodurch die magnetometrische Aufsuchung ermöglicht wird. Dieses primäre Erz hat 25–30% Fe und 50%  $\text{SiO}_2$ . Ob der Eisengehalt der Sedimente auf alte Verwitterungslösungen (die dann allerdings irgendwie ohne Humusbeteiligung entstanden sein müßten) oder auf untermeerische Exhalationen zurückgeht, ist noch umstritten.

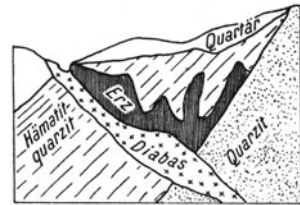


Abb. 52. Die Colby Mine am Oberen See. (Nach Van Hise.)

Das bauwürdige Erz aber ist dichtes Roteisen, welches durch eine uralte Verwitterung dieser Eisenquarzite entstanden ist. Es reicht bis 300 m Tiefe und wird in der *Mesabi Range* in riesigen Tagebauen gewonnen. Die descendente Entstehung dieser Anreicherung, die in einer Weglösung von  $\text{SiO}_2$  und einer Oxydation des Grenalits bestand, ist dadurch bewiesen, daß die Hämatitanreicherung nach unten durch schräg durchsetzende Eruptivgänge abgeschlossen wird (Abb. 52). Hämatitgerölle im Cambrium belegen das hohe Alter der Verwitterung.

Das Fördererz hat 52% Fe, 8%  $\text{SiO}_2$ , 0,06% P. Der größte Abbaubezirk liegt in der Mesabi-Range (Minnesota), aus der  $\frac{3}{4}$  der Oberen See-Erze stammen. Die Jahresförderung dieses Bezirkes liegt durchschnittlich bei 60 Millionen Tonnen. Der zweite Bezirk ist der Marquette Distrikt in Michigan. Das Gesamtgebiet hat in den letzten 100 Jahren etwa 2,5 Milliarden Tonnen Erz geliefert. Die noch anstehenden Hämatitvorräte betragen etwa 0,7 Milliarde Tonnen. Es werden daher Versuchsanlagen betrieben, in denen der primäre Hämatitquarzit und Magnetitquarzit gemahlen und magnetisch aufbereitet wird. Die Reserven

dieser armen sogenannten „Taconite“ mit 8–30% Fe werden auf 60 Milliarden Tonnen geschätzt.

Im oberen Becken des Hamilton River auf Labrador (Canada) liegen sehr bedeutende Eisenerzlager. Es handelt sich um ähnliche Erze wie die des Marquette-Distrikts, aber stark gefaltet. In Brasilien liegen die gewaltigen Eisenlager von *Minas Geraes*; die gebänderten Eisenglimmerquarzite („Itabirit“) werden von hochprozentigem Hämatitschutt („Canga“) bedeckt. *Cerro Bolivar* in Venezuela ist von ähnlicher Art.

Ähnliche Hämatitquarzite und gebänderte eisenhaltige Hornsteine algonkischen Alters werden im Bezirk von *Kriwoi Rog* in der Ukraine abgebaut. Die Schichtfolge besteht aus einer älteren Gneis-Grünschieferserie und darüber einer jüngeren schwächer metamorphen Serie, welche als Kriwoi Rog-Serie bezeichnet wird. Ihr Profil ist folgendes:

Serizitschiefer	
Eisenquarzit	50–200 m
Chlorit-Amphibolschiefer	100–200 m
Talk-Aktinolithschiefer	10–40 m
Phyllit	50–200 m
Arkose	50–400 m

Die Folge wird von zahlreichen mächtigen Diabasgängen durchbrochen. Der Eisenquarzit besteht aus einer sehr dünnsschichtigen Wechsellagerung erzarmer und erzreicher Bänder. Die Erzlagen haben 70% Erz und 30% Quarz, die Quarzit-

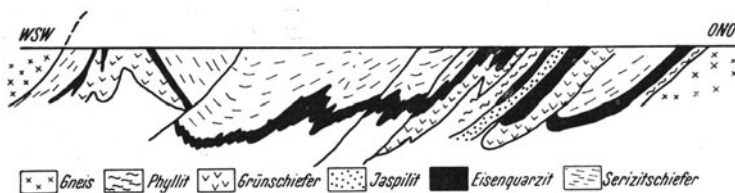


Abb. 53. Profil durch Krivoj Rog. (Nach N. A. USPENSKI.)

lagen 20% Erz und 80% Quarz; die Dicke der einzelnen Lagen beträgt 1–5 mm. Die Erzminerale sind Magnetit, Hämatit und Martit; als sekundäre Bildungen erscheinen Siderit und Chlorit. Der Eisengehalt der Eisenquarzite ist 25–45% Fe. Daneben erscheinen Linsen und Lager von 65%igem hämatitischem Reicherz, die 10–30 m mächtig sind. Sie werden als Produkte einer hydrothermalen Anreicherung erklärt. Der ganze Zug ist mit NNO-Streichen auf 50 km Länge aufgeschlossen, setzt sich aber nordwärts über den Dnjepr hinaus fort. Der Erzhorizont ist stark gefaltet und geschuppt, so daß er in 4–5 Zügen ausstreicht (Abb. 53). Das Fördererz, welches vorwiegend aus den Reicherzlinen stammt, enthält 60% Fe, 2–10% SiO<sub>2</sub> und wenig P. Die Jahresförderung wurde mit 16 Millionen Tonnen angegeben.

Zur selben Formation gehört die Lagerstätte von *Kursk*, welche seit langer Zeit durch die von ihr verursachte starke magnetische Anomalie aufgefallen war, deren Reicherze aber erst viel später entdeckt und aufgeschlossen wurden. Unter einem 100 bis 300 m mächtigen mesozoischen Deckgebirge liegen steil einfallende Magnetitquarzite. Ein Teil der bauwürdigen Reicherze, aus Hämatit und Siderit bestehend, bildet flache Linsen über den Schichtköpfen des Magnetitquarzites und ist offensichtlich durch alte Verwitterung entstanden (Abb. 54).

In Bihar in Indien, in S-Afrika, in der algerischen Sahara gibt es Lagerstätten desselben Typus mit großen Reserven.

Noch stärker metamorphe Eisenerzlagerstätten finden sich häufig in orogenen Kristallingebieten. Meist handelt es sich um Magnetitlager von verschiedenartiger primärer Herkunft und bisweilen mehrfacher Metamorphose. Regionalmetamorphe sedimentäre Lagerstätten, Kontaktlagerstätten und submarine Keratophyr- und Diabaseisenerzlager sind sich oft recht ähnlich und meist nur im größeren geologischen Rahmen und mittels eingehender petrographisch-chalkographischer Untersuchungen genetisch zu klären.

Erwähnt seien hier die Magnetit-Skarnerze von *Mittelschweden*, die in der Leptitformation liegen. Leptite sind feinkörnige Feldspatgesteine, vielleicht metamorphe saure Eruptiva oder Tuffite. Die Erzkörper treten linsenförmig und perlschnurartig angereiht auf, meist in unmittelbarem Verband mit Marmor und Kalksilikatfels, aber von Leptiten umgeben. Von den vielen Vorkommen seien Dannemora und Norberg genannt. Vielleicht metamorph-sedimentär sind die kieselsäurereichen Magnetit-Hämatitlager von Norberg, Striberg und Stripa. Diese sogenannten „Torrestenerze“ mit 30–55% Fe und 15–25%  $\text{SiO}_2$  müssen aufbereitet werden, während sonst im allgemeinen das Schwedenerz Stückerz ist. Hierzu gehört wahrscheinlich auch die große Magnetitlagerstätte von *Sydväranger* bei Kirkenes in N-Norwegen. Alte submarine Exhalationslagerstätten sind viele der zwischen Amphiboliten und Marmoren liegenden kleine Magnetitlager, z. B. in den Westsudeten, den Ostalpen und dem zentralen Balkan.

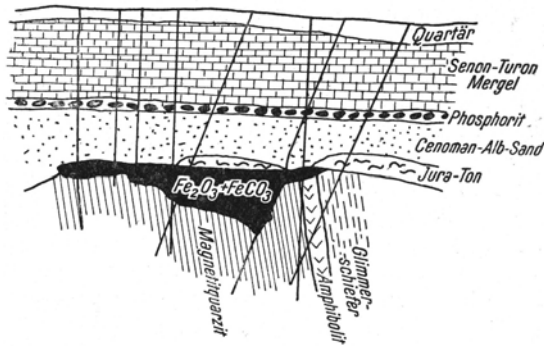


Abb. 54. Profil durch den Abschnitt Saltikow der Kursker Eisenerzlagerstätte. (Nach N. A. USPENSKI.)

Qualitativ sind die hochmetamorphen Lagerstätten oft recht gut, quantitativ aber wegen ihrer tektonischen Zerstückelung von mäßiger Bedeutung.

Die Hauptproduzenten von Eisenerz sind die USA, Frankreich, Großbritannien, Schweden und die Sowjetunion. Brasilien, Venezuela, Indien und Südafrika entwickeln ihre Lagerstätten.

*Literatur:* G. EINECKE, Die Eisenerze der Welt, Düsseldorf 1950. — Symposium sur les gisements du Jer du monde. XIX. Congr. int. Alger 1952.

		2. Mangan		
supergen und hypogen	{ Erzminerale:	Pyrolusit	MnO <sub>2</sub>	63% Mn     Dichte 4,8
		Psilomelan		
		Polianit		
		Manganit Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · H <sub>2</sub> O		
nur hypogen	{	Hausmannit Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	62% Mn     Dichte 4,3	72% Mn     Dichte 4,7
		Manganspat (Rhodochrosit) MnCO <sub>3</sub>	48% Mn     Dichte 3,5	42% Mn     Dichte 3,5
		Rhodonit MnSiO <sub>3</sub>		

Normalerweise ist nur Erz mit 45–50% Mn verkäuflich. Der Kieselsäuregehalt soll nicht über 10% betragen, der P-Gehalt bei 50%igem Erz nicht mehr als 0,3%, bei 30%igem Erz nicht mehr als 0,1%. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wird bis 3% toleriert. Auch Schwefel ist schädlich. Bei kalkigen Erzen kann der Mn-Gehalt wesentlich geringer sein, ebenso bei Eisen-Mangan-Erzen, bei denen es genügt, wenn Mn + Fe wenigstens 35% beträgt. Eine technische Zukunftsaufgabe vor allem für Südost-

europa stellt die Verhüttung der kieselsauren Manganerze (bis 30%  $\text{SiO}_2$ ) dar. Die Hütten ziehen stückiges Erz einem mulligen vor. Für die chemische Industrie und für die Herstellung von Trockenelementen werden hochprozentige, reine Pyrolusite („Braunstein“) auch in kleinen Vorkommen gesucht. Der Buntmetallgehalt solchen Erzes muß unter 1% liegen. Carbonatgehalt schadet, weil er die Batterien bei der Säureeinwirkung quellen läßt.

Das Mangan verhält sich geochemisch ähnlich wie das Eisen, es ist aber in der Erdkruste etwa 50mal weniger häufig. Primär ist es an basische und mittel-saure Silikatmagmen gebunden und spaltet in geringem Umfang auch mit deren hydrothermalen Restlösungen ab. Die wesentliche Trennung vom Eisen vollzieht sich aber erst bei der Verwitterung und der anschließenden chemischen Sedimentation, da Mn durch  $\text{CO}_2$ -haltige Wässer leichter gelöst und später aus ihnen ausgefällt wird als Fe. Die überwiegende Mehrzahl der bauwürdigen Manganerze stammt daher von Verwitterungslagerstätten und sedimentären Lagerstätten. Die ersteren sind allerdings oft Oxydationsprodukte metamorpher, silikatischer manganhaltiger Sedimente. Bemerkenswert ist, daß das bei der Verwitterung und der Sedimentation gebildete  $\text{Mn}(\text{OH})_4$  elektronegativer ist — im Gegensatz zu dem elektropositiven  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  — und deshalb Kationen adsorbiert. Darum enthalten oxydische Manganerze oft merkliche Mengen von Co, Ba, Li und anderen Metallen.

Magmatische Manganerzlagerstätten gibt es nicht. Eine fast einzigartige *Kontaktlagerstätte*, wenn auch metamorph umgewandelt, ist die von *Franklin Furnace* N. J., die durch das Auftreten zahlreicher seltener Zink- und Mangan-silikate gekennzeichnet ist. Allerdings ist auch die Vermutung ausgesprochen worden, daß es sich um eine kontaktmetamorphe Kieselgalmei-Lagerstätte handeln könnte. Der 800 m lange und bis 30 m mächtige Erzkörper liegt am Kontakt von Injektionsgneis gegen Marmor. Das Skarnerz enthält 17% Zn und 10% Mn.

Eine zweite Lagerstätte ähnlicher Art ist die von *Langban* in Mittelschweden. Sie ist noch stärker metamorph. Zwischen Leptiten und Dolomiten und an der Grenze gegen einen jüngeren Granit liegen die Skarnerzkörper mit Hausmannit und Pyrolusit nebst mannigfachen Mn-Silikaten. Das Erz hat 30–50% Mn. Die Förderung beträgt wenige tausend Tonnen.

Oxydische *Manganerzgänge* sind nicht selten, spielen aber ebenso wie die mit ihnen verwandten und oft räumlich benachbarten oxydischen Eisenerzgänge wirtschaftlich keine Rolle. In Deutschland liegen solche Gänge bei *Ilfeld* am Harz und bei *Ilmenau* in Thüringen, in beiden Fällen abzuleiten vom rotliegenden Porphyrvulkanismus. Die Gänge verarmen mit der Tiefe. Eine größere metasomatische Lagerstätte von Pyrolusit in Marmor liegt 25 km nördlich von *Drama* in Griechisch-Thrakien. Die Erzkörper sind vorwiegend steile Schläuche, von denen auch flache schichtparallele Verdrängungslagen abzweigen. Ihre Tiefe ist schon jetzt bis 200 m unter der Oberfläche bekannt, sodaß eine descendente Entstehung kaum in Frage kommt. In *Umm Bogma* auf Sinai ist ein carbonischer Dolomit horizontbeständig und lagenweise, aber doch nur in der Nähe von jungen Verwerfungen in oxydisches Eisenmanganerz mit 22% Mn und 35% Fe, z. T. auch mit mehr Mn, umgewandelt.

Eine weitere magmatogene Gruppe von Manganerzvorkommen sind die *submarinen Exhalationslagerstätten*. Dieser Typus wurde aus *Bulgarien* und aus *Anatolien* bekannt gemacht. In der subbalkanischen Kreide-Eruptivzone zwischen Sofia und dem Schwarzen Meer wechsellagern an vielen Stellen oberkretazische (senone) marine Mergel mit Andesitdecken und Andesittuffen. An der Grenze zwischen unterlagernden Andesiten und überlagernden Mergeln und zum Teil auch in den letzteren treten Lager und Linsen von pyrolusitischem Manganerz

und chalzedonischer Kieselsäure auf, jedenfalls gebildet durch untermeerische Mn- und  $\text{SiO}_2$ -Thermen des Andesitvulkanismus und den Eisenerzlager den Lahn-Dill-Typ völlig entsprechend. Das Erz der bulgarischen Staatsgrube *Požarevo* bei Sofia, das aus einem 2–4 m mächtigen Lager gewonnen wird, hat 30 bis 40% Mn, 20%  $\text{SiO}_2$  und 10% CaO. Die Jahresförderung beträgt mehrere tausend Tonnen. Kleinere Vorkommen in derselben Zone haben höherprozentiges Erz, sind aber absätziger, was zum Teil auch auf eine stärkere Verschuppung zurückgeht.

Gleichartige Lagerstätten treten in den Kreide-Andesitzonen *Anatoliens* auf. Meist sind es auch hier nur kleinere Vorkommen. Bei *Makri* im südlichen Anatolien liegt ein ausgedehntes Flöz, aus stückigen Mn-Oxyden mit 40% Mn und 15%  $\text{SiO}_2$  bestehend, bei *Finika* eine größere Gruppe flachlinsenförmiger Erzkörper von hochwertigem Braunstein, zum Teil wieder mit Kieselsäure vermengt. Auch im Eregli-Bezirk treten Nester von oxydischem Manganerz an der Grenze von Kreidekalk gegen Andesittuff auf. Die

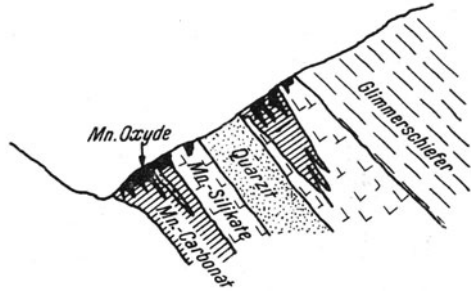


Abb. 55. Die Manganerzlagerstätte von Macskamazó als Beispiel einer Verwitterungsanreicherung. (Nach F. KOSSMAT.)

türkische Jahresproduktion aus diesen Lagerstätten beträgt 8–10.000 to Erz.

Submarine Exhalationslagerstätten in sedimentären und vulkanischen Serien gibt es auch in den chilenischen Anden, in Mexiko und in Marokko.

Als Beispiele von *Verwitterungslagerstätten* seien die Manganerzvorkommen im Taunus (Umgebung von Wetzlar und Gießen) genannt. Es sind Eisenmanganerze, die in den Dolinen des devonischen Massenkalkes liegen und bei dessen chemischer Verwitterung zur Tertiärzeit entstanden sind.

Von unvergleichlich größerer wirtschaftlicher Bedeutung sind demgegenüber die Verwitterungsanreicherungen auf metamorphen, manganhaltigen Sedimenten. Dazu gehören die größten Lagerstätten hochwertigen Erzes, die von Postmastburg, der Goldküste und Brasilien.

Bei *Postmastburg* (Südafrika) liegt zwischen paläozoischen Hämatitschiefern und Hornsteinlagen ein 6–10 m mächtiges Manganerzlager, das Mn-Silikate führt und fein gebändert ist. Das Lager ist auf 60 km Länge bekannt. Oberflächlich besteht ein mächtiger Pyrolusit- und Psilomelan-Hut. Das Erz hat 40–50% Mn und 5–17% Fe; die Vorräte sind groß.

An der *Goldküste* (Westafrika) liegen zwischen Grünschiefern Manganganrat-Schiefer mit einem primären Gehalt von 10–25% Mn. Sie sind durch die tropische Verwitterung zu hochprozentigen Erzen angereichert worden. Die Jahresförderung beträgt auch hier ungefähr 500.000 to zu 40–50% Mn, die bekannte Reserve 100 Millionen to. Ein großes Lager reichen Erzes wurde in Gabon entdeckt.

In den zentralen Teilen *Vorder-Indiens* bei Nagpur finden sich hoch metamorphe Schichten mit silikatischem Manganerz, die ebenfalls zonenweise zu 50%igen Erzen oxydiert worden sind. Die Jahresproduktion beträgt 700.000 to. Das indische Manganerz ist phosphorreich.

Große Lagerstätten dieser Art liegen auch im Staate *Minas Geraes* in Brasilien. Die Pyrolusitdecke ist dort 30 m mächtig.

Unweit von *Jacobi* in den Ostkarpaten liegen dünne Manganerzflöze in Verbindung mit schwarzen Quarzitbänken. Sie sind stark verschuppt, so daß der

Bergbau auf zahlreiche Kleinbetriebe verteilt ist. Dies und die schwierige Transportlage verhinderte bisher eine stärkere Nutzung.

Bei *Macskamezö* in Ungarn liegen zwischen Glimmerschiefern gebänderte Schiefer mit Hausmannit, Rhodonit und Rhodochrosit, welche einen bauwürdigen manganoxydischen Hut tragen (Abb. 55).

Bei den *primären* Gesteinen aller dieser Lagerstätten ist die Verknüpfung des Mangans mit Kieselsäure auffällig. Vom Boden des Ozeans ist die innige Wechsellagerung von Manganoxydschlamm mit organogener Kieselsäure (Radiolarienschlamm) bekannt. Vielleicht stammen Mn und  $\text{SiO}_2$  aus der untermeerischen Auflösung basischer Laven, vielleicht zum Teil auch aus submarinen Exhalationen, wie es analog von den entsprechenden Roteisenquarziten des Oberen Sees angenommen wurde. Die Meteorexpedition, welche den Boden des Atlantischen Ozeans erforscht hat, fand manganreiche Ablagerungen in der Umgebung basischer Eruptivgesteine.

Zu den unmittelbar bauwürdigen Mn-Sedimenten gehören die weltwirtschaftlich wichtigen *oolithischen Manganerzlager*. Sie sind offenbar in flachen Meeresbuchten gebildet worden. Die wichtigsten Lager dieser Art liegen im Oligozän von Südrußland.

Bei *Tschiaturi* südlich des Kaukasus wird eine Fläche von 70 qkm von einem 1–5 m mächtigen Erzhorizont eingenommen, in welchem 3–15 oolithische Manganerzschichten liegen; die einzelnen Schichten sind nur wenige Dezimeter stark. Die Oolithe haben Durchmesser bis zu 10 mm und bestehen aus Pyrolusit; ihre Kerne sind Mineralkörnchen aus einem abgetragenen Granitgebiet. Gegen NO geht die Fazies der oxydischen Mangan-Oolithe in eine Fazies carbonatischer Mn-Oolithe über. Im Liegenden der Erzformation findet sich oberkretazischer Kalk und darunter Granitporphyr; im Erzhorizont selbst sind örtlich Basaltgänge und Basalttuffe eingeschaltet. Das Roherz hat 40% Mn, das gewaschene Erz 48–52% Mn, 10%  $\text{SiO}_2$  und 0,2–0,4% P. Das Erz wird vom Schwarzmeerhafen Poti aus exportiert und heißt daher auch „Poti-Erz“. Die Förderung betrug 1937 1,6 Millionen Tonnen, die Substanz wird mit 150 Millionen to beziffert.

Bei *Nikopol* am Dnjepr liegt über kaolinisiertem Granit ein 2–4 m mächtiges Manganerzlager. Das Hangende sind oligozäne Tone. Die flach gelagerte Erzschiefer besteht aus einem Gemenge von pulverigem Manganoxyd, Pyrolusitkonkretionen, Oolithen, Ton und Sand und enthält nur 30% Mn, aber 36%  $\text{SiO}_2$  und viel P. Dieses ungünstig zusammengesetzte Erz wird unter beträchtlichen Verlusten zu 40–50%igen Konzentraten angereichert. Die für die Donez-Industrie bestimmte Förderung betrug 1937 1 Million Tonnen. Die Vorräte — einschließlich der möglichen — betragen nach A. G. BETECHTIN 400 Millionen Tonnen.

Eine kleinere Lagerstätte dieser Art liegt in Bela bei *Warna* in Bulgarien. Oligozäne Tone sind mit pyrolusitischem Manganerz durchtränkt. Das Fördererz hat nur 24% Mn.

Die Trennung von Mn und Fe, die der Bildung derartiger sedimentärer Manganerzlager vorangegangen sein muß, stellt ein chemisch-geologisches Problem dar. Im kleinen Maßstab ist sie nur bei See-Erzen in Finnland und Schweden zu beobachten, wo das Eisenhydroxyd etwas früher ausfällt als das Manganhydroxyd, so daß bei leicht strömendem Wasser eine räumliche Sonderung beider Ablagerungen zustande kommt. Wo aber die ganz ungeheueren Eisenmengen sind, die den schon gewaltigen Manganmengen des Schwarzmeergebietes entsprechen, wenn beide Metalle aus der Verwitterung umliegender Festlandsareale herzuleiten wären, das ist nach G. BERG eine offene Frage. Dieser Forscher erwog daher die Möglichkeit, daß das Mangan aus der Abtragung der vorerwähnten kretazisch-andesitischen Mn-Provinz Anatoliens und des Balkans stammen

könnte. Allerdings gibt das Mengenverhältnis der primären und der sedimentären Lagerstätten zu Bedenken Anlaß.

Eine eigenartige sedimentäre Lagerstätte schließlich, die aber schon leicht metamorph ist, ist das während des Krieges stärker erschlossene, ausgedehnte Manganerzlager von *Chvaletice* bei Kolin in Böhmen. Das Lager ist zwischen algonkischen Schiefern und Grauwacken eingemuldet. Seine Mächtigkeit beträgt 6–20 m, im Streichen ist es auf 3 km durch Bergbau, auf 20 km punktwise aufgeschlossen. Das primäre Erz besteht aus Mangancarbonat, welches infolge zahlreicher dünner Pyritstreifen ein schichtiges Aussehen hat. In wechselndem Ausmaß ist das Erz verkieselt.

Deutschlands nicht unbeträchtliche Mangangewinnung stammt fast ausschließlich aus dem Mn-Gehalt seiner Eisenerze, besonders des Siegerländer Spates, und entspricht jährlich ungefähr 170.000 to Mn-Oxyd.

Hauptproduzenten von Manganerz sind die Sowjet-Union, Indien, Südafrika, die Goldküste und Brasilien.

*Literatur:* Die metallischen Rohstoffe, Heft 5, G. BERG und F. FRIEDENSBURG, Mangan, Stuttgart 1942. — Mangan-Symposium des XX. internat. Geologenkongresses in Mexico 1956. — H. A. SULLY, Manganese, London 1955.

### 3. Chrom

Erzmineral: Chromit  $(\text{Fe, Mg})\text{O} \cdot (\text{Cr}_2, \text{Al}_2)\text{O}_3$  52–58%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  Dichte: 4,8

Das einzige Chromerz ist Chromit, entweder derb oder in ultrabasischen Silikatgesteinen, meist Serpentin, eingesprengt. Zum Verkauf kam früher nur Stückerz 1. Sorte mit mindestens 48%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 2. Sorte mit 45%, 3. Sorte mit 40% oder entsprechend angereicherte Wascherze. Im Krieg hat man auch noch 33%iges Stückerz verhüttet. Sprenkelerze von etwa 25%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  aufwärts werden abgebaut und gewaschen, wenn die Menge eine Aufbereitungsanlage lohnt. Für die Ferrochromherstellung ist es erwünscht, daß das Verhältnis  $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$  zwischen 2,5 und 3 liegt. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt soll zwischen 3 und 10% liegen. Relativ ärmere Erze mit hohem  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt (über 15%) sind für die feuerfeste Industrie sehr geeignet; die Tonerde ist da in dem Chromspinell selbst enthalten. Die für die feuerfeste Industrie (Chrommagnesit) verwendeten refraktären Erze dürfen reichlich  $\text{MgO}$ , aber höchstens 4%  $\text{SiO}_2$  enthalten; dieses Erz soll hart sein.

Bisweilen ist es im Aufschluß oder an Haldenblöcken nicht gleich zu entscheiden, ob Flecken von dunklem Serpentin oder von dichtem Chromerz vorliegen; besonders wenn die beobachtete Gesteinsfläche durch einen Gleitharnisch verschmiert ist. Das einfachste Unterscheidungsmittel ist das Beklopfen mit der Spitze des Hammers: Chromerz gibt kaffeebraunes Pulver, schwarzer Serpentin weißes.

Die geochemische Stellung des Chroms ist sehr einfach: es ist ausschließlich an die frühen Produkte der magmatischen Differentiation, die basischen Tiefengesteine gebunden, also an Peridotite, Pyroxenite und Norite und noch mehr an die daraus hervorgegangenen Serpentine<sup>1</sup>. Die Hauptmenge des Chroms liegt dabei im Mineral Chromit, ein geringerer Teil geht in Fe-Mg-Silikate ein, zum Teil erst bei der Serpentinisierung und der Metamorphose.

Eine vor mehreren Jahren diskutierte Frage war die nach dem Differenzierungsstadium, bei welchem die Chromerzlagerstätten gebildet wurden. J. H. L. VOGT hatte seinerzeit die Chromitvorkommen als typische Erstausscheidungen

<sup>1</sup> Die Peridotite bestehen vorwiegend aus Olivin; und zwar der Dunit fast ausschließlich aus solchem, der Harzburgit zuzüglich aus Bronzit, der Wehrlit zuzüglich aus Diallag. Die Pyroxenite enthalten vorwiegend Pyroxene; der Norit besteht aus rhombischem Pyroxen und Plagioklas, der Gabbro aus Diallag und Plagioklas.

aus dem basischen Schmelzfluß angesprochen. Später haben amerikanische Forscher dargelegt, daß der Chromit relativ spät auskristallisieren kann, ja, daß er zum Teil erst ins hydrothermale Stadium gehöre. Sie haben in diesem Zusammenhang auf den mikroskopischen Ausscheidungsbefund, auf das Zusammenkommen von Chromit mit hydrothermalen Mineralien wie Chromchlorit u. a. und schließlich auf gelegentliche gangförmige Chromitkörper verwiesen. Die danach erfolgte Untersuchung balkanischer, türkischer und uralischer Chromerz-lagerstätten hat aber alle Bearbeiter unabhängig voneinander zu dem Ergebnis geführt, daß die ganz überwiegende Mehrzahl der Chromerze im rein liquid-magmatischen Stadium gebildet worden ist, teils mehr am Anfang, teils mehr am Ende desselben. Für diese Auffassung spricht die häufig beobachtete Bindung bestimmter Chromerzstrukturen an bestimmte, durch Differentiation gebildete

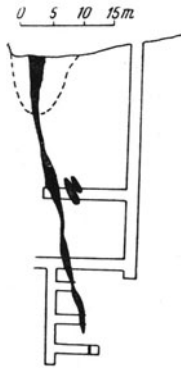


Abb. 56. Gangförmiger Chromerzkörper bei Chaliwo. (Nach W. H. ZWEREW.)

Teile der basischen Massive; ferner die bisweilen festzustellende Anhäufung des Erzes an der Basis der Massive, welche nur durch gravitatives Absinken früh ausgeschiedenen Chromits in einer Schmelze erklärbar ist; weiters die immer wiederkehrende fluidale Längsstreckung und Einregelung der Chromerzpartikel und der Chromerzkörper in das allgemeine Fließgefüge der Massive; schließlich die häufige magmatische Korrosion von Chromkristallen. Dagegen sind die gangförmigen Chromitvorkommen in Serpentin als abgepreßte Erzmagmen aufzufassen, welche in Spalten des schon verfestigten Gesteins eingedrungen sind (Abb. 56). Auch die chemische Zusammensetzung der Chromspinelle ist nach Untersuchungen VAN DER KAADENS und russischer Autoren vom Differentiationsniveau abhängig: in den tieferen Stockwerken liegen Erze mit mehr Cr und Mg (metallurgische Erze), in den höheren Stockwerken, nahe dem Gabbro oder Norithorizont, Erze mit mehr Fe und Al (refraktäre Erze).

Gewisse *Texturen von Chromerzen* sind häufig: 1. massiger, derber Chromit, vor allem in großen Erzkörpern und in „Gängen“. 2. Sprenkelerz, bestehend aus gleichmäßig verteilten oder zeilenförmig angeordneten Chromitkriställchen in einem meist hellgrün gebleichten Serpentin. Dieses Sprenkelerz tritt gerne in Schlierenplatten von oft beträchtlicher Ausdehnung auf; in ihnen entwickelt sich die zeilige Anordnung oft zu ausgesprochenen Bändererzen. 3. Fleckenerz und Kringelerz, auch Leopardierz und orbicular chromite genannt (Abb. 57), bei dem die Flecken und Kringel in einer Richtung der Schlierenplattenebenen längsgestreckt zu sein pflegen. 4. Knötchenerz (nodular chromite), bestehend aus etwa bohnen großen Erzovoiden, die gleichfalls meist parallel orientiert sind. Es sind dies im flüssigen Zustand aus der Silikatschmelze entmischte Chromerztropfen.

Die Chromerzlagerstätten unterscheiden sich hinsichtlich der Gestalt der Erzkörper und ihrer Lage innerhalb der basischen Massive. Das ist auch für die Praxis der Aufsuchung des Erzes der wichtigste Gesichtspunkt. *Die so unterscheidbaren Lagerstättentypen gehen offenbar auf den Grad der Beeinflussung zurück, welche die gravitative Aussaigerung durch tektonische Bewegungen während derselben und nachher erfahren hat.*

Das großartigste Beispiel einer völlig ungestörten Differentiation liefert das *Bushveld Massiv* in Südafrika. Es bedeckt ein ovales Areal mit 450 km und 250 km langen Durchmesser und 95.000 qkm Fläche. Der liegende Teil, der flach schüsselförmig dem algonkischen Transvaal System aufliegt, ist eine 5500 m



mächtige basische, noritische Serie. Darüber liegt Granit. Das Kennzeichnende an der basischen Intrusivserie ist ihre vollkommene „magmatische Schichtung“. Differentiationshorizonte von einigen Metern, ja oft nur Dezimetern Dicke lassen sich 100 km weit in derselben Aufeinanderfolge verfolgen. Die untere 800 m mächtige Zone besteht aus ganz basischen Pyroxeniten; darauf folgt die stark differenzierte Zone mit den Chromitbändern und etwas höher mit dem Merensky-Platinhorizont. Darüber liegt der mittlere Hauptnorit mit 2000–3000 m Mächtigkeit und zu oberst ein etwas saurerer Norit.

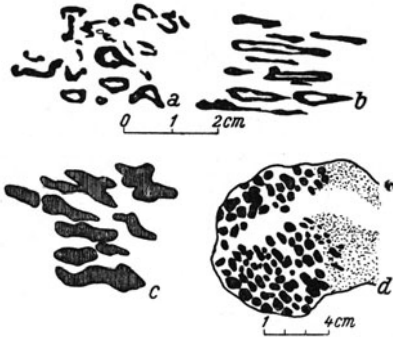


Abb. 57. Typische Chromerzstrukturen: a Kringelerz, im Querbruch, b Kringelerz im Längsbruch, c Fleckenerz, d Knötchenerz.

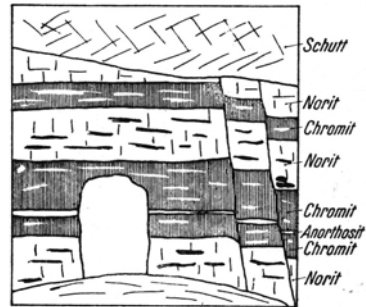


Abb. 58. Chromerzflöze im Lydenburg-Distrikt, Bushveld. (Nach H. SCHNEIDERHÖHN.)

In dem tiefsten Teil der differenzierten Zone erscheinen die zwei Chromithorizonte. Sie bestehen aus „Chromerzflözen“ von einigen Dezimetern bis 4 m Dicke, die oft mehrere Kilometer weit aushalten und dann im selben Niveau von neuen Lagen abgelöst werden (Abb. 58).

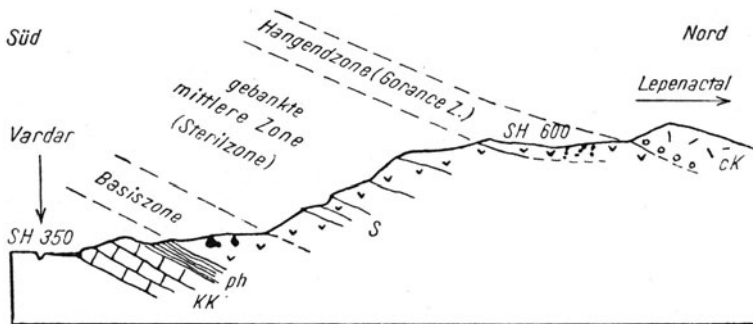


Abb. 59. Profil durch das Ljubotenmassiv. (Nach G. HIESSLEITNER.)

Dieses Auftreten des Chromerzes im tiefsten Siebenteil der Gesamtmächtigkeit des Norits ist ein deutlicher Beweis für die gravitative Aussaigerung in einem relativ frühen Stadium. Das Fördererz hat 42–47%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  und ist refraktär.

Ähnlich sind die schichtigen Chromitlagerstätten im untersten Teil des *Great Dyke* in Südrhodesien, einer einzigartigen basischen Intrusivmasse von 530 km Länge und nur 6–9 km Breite ausgebildet.

Wesentlich stärker ist schon die tektonische Beeinflussung bei den *mazedonischen* Lagerstätten gewesen. Immerhin ist am Ljuboten Massiv bei *Skopje* noch die ursprüngliche Differentiationsschichtung erkennbar (Abb. 59). Dieses

etwa 20 km lange und 6–16 km breite Serpentinmassiv ist zwischen paläozoische Schiefer und triadische Kalke der Vardar-Schuppenzone eingeschaltet. Der ursprüngliche Liegendteil befindet sich am Westrand und besteht aus fast völlig serpentinisiertem Dunit, der hangende Teil aus serpentinisiertem Harzburgit. Die primäre Bankung fällt nach NO ein. Die großen Derberzkörper liegen am Westrand, also in der Basiszone; der größte von ihnen bei Raduša enthält 16.000 to bei einer Grundrißfläche von 200 qm. Es gibt auch wesentlich kleinere Erzkörper. Ihre Gestalt ist unregelmäßig schlauch-, linsen- und sackförmig; sie sind durch Gleitflächen und Quetschzonen begrenzt. Im höheren Massivteil liegen Schlierenplatten mit Sprekelerz, die bis zu einigen 100 m im Streichen verfolgbar sind. Ihr Erz enthält 20–30%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Von 1 m Mächtigkeit an sind sie bauwürdig.

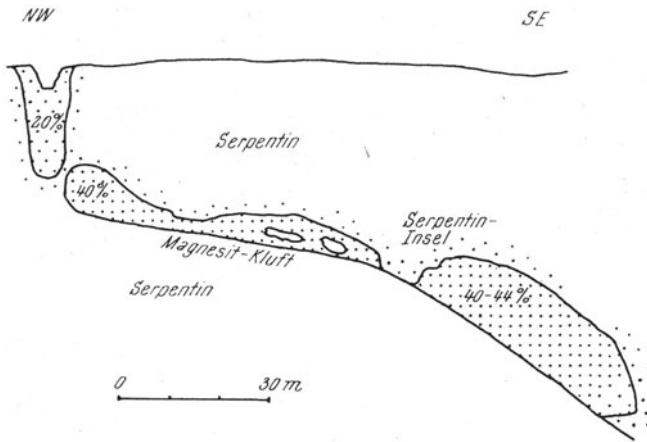


Abb. 60. Langgestreckte Segregationsschlieren von Basören (Türkei).

Außer im Ljubotenmassiv mit den Gruben Raduša und Orašie wird Chromerz in Mazedonien noch gewonnen bei Lojane, Jeserina-Ostrovica und Valandovo. Das mazedonische Stückerz enthält 30–46%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 3–17%  $\text{SiO}_2$  und 11%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Die jährliche Produktion lag vor dem Kriege bei 50.000 to und ist während des Krieges infolge der systematischen Aufschluß-

arbeiten und technischen Investitionen zeitweise auf über 100.000 to gestiegen. Mehr als die Hälfte ist Wascherz.

Die horizontalen oder flachgelagerten *Schlierenplatten* von Sprekelerz liegen meist in mittleren oder höheren Niveaus der basischen Massive. Sie haben eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern oder Metern und eine Erstreckung bis zu einigen hundert Metern. Sie sind nach P. DE WIJERSLOOTH'S Untersuchungen an zentralanatolischen Lagerstätten als zerbrochene und verflözte arme Segregationsflöze zu deuten. *Die steilstehenden Bändererze* werden meist als aufgerichtete Lagenschlieren gedeutet. Als Beweis für ihre Bildung durch gravitative Differentiation in ursprünglich horizontaler Lage wurde angeführt, daß oft jeweils nur die eine scharf begrenzte Seite der Bänder eine größere Anreicherung von Chromitkörnern zeigt, während die andere Seite allmählich in chromithaltiges Nebengestein übergeht; solches wurde von L. RAMP aus Oregon und von K. C. DUNHAM aus der Sierra Leone berichtet. Die steilen Bändererze bei *Orhaneli* in der Türkei haben dagegen die größere Erzkonzentration nicht immer auf der gleichen Lagen-seite, weshalb sie vom Verfasser als Produkt einer Fließbänderung der aufsteigenden Schmelze gedeutet werden.

*Segregationsschlieren* zeigen einen allmählichen Übergang von Erz zu Nebengestein und ihre Umgrenzung auf Grubenkarten ist meist nur die Bauwürdigkeitsgrenze (Abb. 60). Wenn solche Schlieren während der Aussaigerung bewegt wurden, sind sie in der Fließrichtung längsgestreckt, oft mehrfach zu dickeren Bäuchen und dünneren Zwischenstücken auf- und abschwelend. Das ist der Fall in *Basören* (Zentralanatolien) oder in *Domokos* (Griechenland).

Wenn das Nebengestein schon halb verfestigt ist und aus tieferen Magmenkammern Chromitschmelze eindringt, entstehen die *Injektionsstöcke* vom Typus *Kavak* in Zentralanatolien oder *Vourinos* in N-Griechenland. Bei vollständig verfestigtem Nebengestein erfüllt das Injektionserz Spalten und es entstehen die erwähnten *Chromitgänge* (*Chalilowo* im Ural, Abb. 56).

Werden schließlich das Nebengestein und die darin liegenden Chromerzkörper, beide bereits im völlig verfestigten Zustand, von stärkeren tektonischen Bewegungen erfaßt, so reagiert das starre Erz im gleitfähigen Serpentin wie ein harter Kern in weicherem Fruchtfleisch und wird als *Quetschlinsen* ausgebildet. Diese sind oft von einer gestriemten Talk- und Chlorithülle umgeben. Sie sind meist an tektonischen Linien angereiht (Abb. 61) und bisweilen bis an die Begrenzung des gleitfähigen Serpentin vorgeschoben worden („Mechanische Permeabilitätsgrenze, z. B. Guleman, Türkei). Zu diesem Typ gehören *Volos* (Griechenland), *Golemo Kamenjane* (Bulgarien), *Guleman* (Türkei).

Ein letzter Typ von Chromerzlagerstätten sind *eluviale Seifen*, die bisweilen aus Kubikmeter großen Chromitblöcken bestehen und durch die Verwitterung der Gangart von besonderer Reinheit sind.

Eine der größten *Chromerzprovinzen* der Welt ist die balkanisch-anatolische. Nach P. DE WIJKERSLOOTH und W. E. PETRASCHECK u. a. treten in diesem Raum paläozoische und mesozoische Serpentinmassive auf (Abb. 62). Wichtigste Chromerzbergbaugebiete sind: Raduša in Mazedonien, Ormiglia auf der Chalkidike, Domokos und Volos in Ostgriechenland, Orhaneli in Westanatolien, Fethye in SW-Anatolien, Pozanti und Hatay in S-Anatolien, Eskisehir in Zentralanatolien und Guleman in Ostanatolien.

Sehr große Chromerzlagerstätten liegen in den Serpentinmassiven des südlichen und mittleren *Ural* (Kempirskaja und Saranowskaja). Die Hauptmasse dieser Massive besteht aus serpentiniertem Harzburgit, die tieferen Partien aus Dunit. An das letztere Gestein sind zumeist die Chromerze geknüpft; selbst dort, wo Erzkörper in der Harzburgitzone liegen, sind sie unmittelbar von Dunit-Serpentinit umhüllt. Die Erzkörper sind fast überall konform zu den Differentiationsgrenzen und Fließstrukturen der basischen Gesteine gelagert. Bemerkenswerter Weise sind die Erzkörper der südlichen Kempirskaja Gruppe bei steiler Stellung ihrer Hauptdimensionen unter dem flachen Massivdach angehäuft, also auch hier eine Anschoppung der hochgepreßten Massen. Die Form der Körper ist die übliche, typisch für hier und andere Orte. Die größte Chromitmasse bildet die Lagerstätte „Gigant“ im Kempirskaja-Massiv, ein mittelstil einfallender plattenförmiger Körper mit 760.000 to sicheren und wahrscheinlichen Erzes zu 52%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Natürlich gibt es in den verschiedenen Massiven auch zahllose kleinere Körper. Es wurde festgestellt, daß die Chromspinelle der kleineren Linsen reicher an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sind als die der großen. Die Lagerstätte von Saranow im mittleren Ural besteht aus einem 2 km langen Zug von 12–15 m mächtigen gangförmigen Erzkörpern, die bis 150 m Tiefe verfolgt worden sind. Wegen des



Abb. 61. Reihenförmige Anordnung der Chromerzkörper im Serpentinmassiv von Golemo Kamenjane und gleich gerichtete tektonische Streckung im Massiv und im Rahmen. (Nach W. E. PETRASCHECK.)

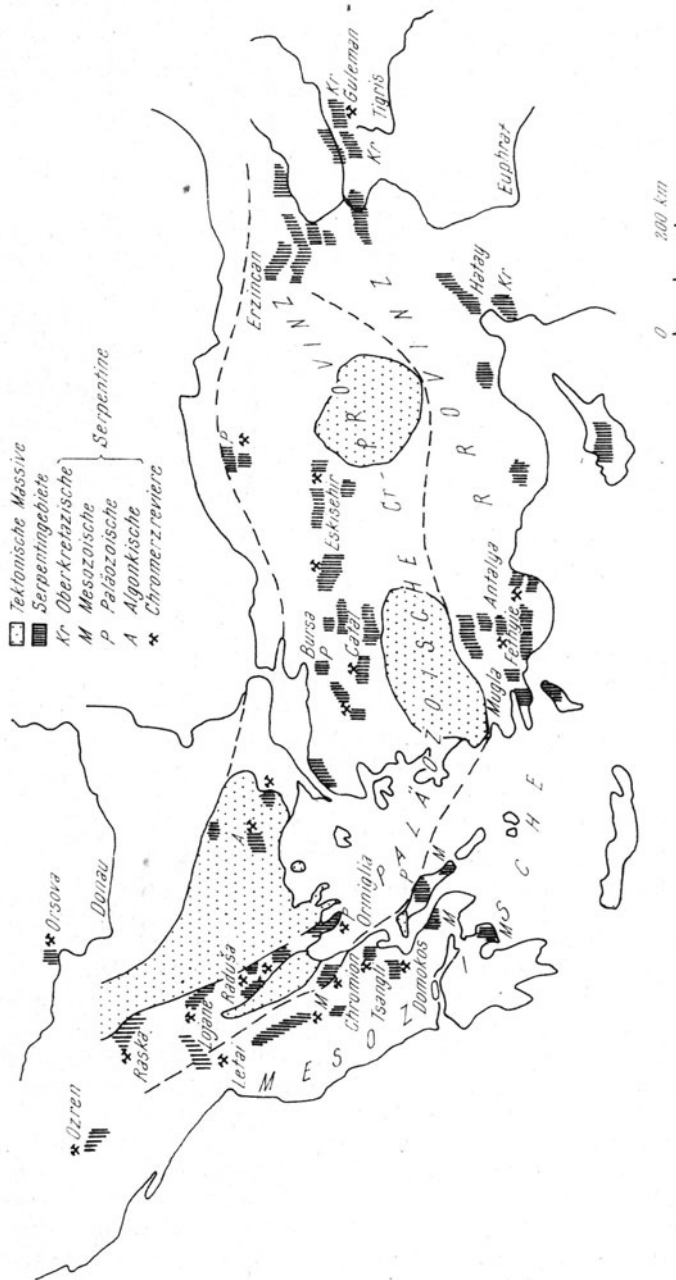


Abb. 62. Die Chromerzprovinzen des Balkans und Kleinasien.

hohen Tonerdegehaltes und vergleichsweise mäßigeren Chromgehaltes ist das uralische Erz vor allem für die feuerfeste Industrie geeignet. Das Erz von Saranow enthält 18% FeO.

Zu den größten Lagerstätten der Erde gehören schließlich die von *Selukwe* in Südrhodesien. Die dortigen Serpentinmassive sind metamorph, verkieselt oder in Talk- und Chloritschiefer umgewandelt. In diesen Gesteinen stecken die langspindelförmigen und zum Teil auch gangförmigen Erzkörper, oft 150 m und mehr in der Längserstreckung messend. Das Fördererz hat um 50% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 12% FeO, 14% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 4–6% SiO<sub>2</sub>.

Bezüglich der *Metamorphose der Chromerze* wurde an verschiedenen Vorkommen festgestellt, daß dabei Chromoxyd und Tonerde aus den Chromitkristallen auswandern und in die umliegenden Silikatminerale eintreten oder Chromchlorit bilden. Dadurch wird das Erz eisenreicher, im Anschliff höher reflektierend, in seltenen Fällen sogar magnetisch erfassbar.

Die *Aufsuchung von Chromerz* ist schwierig und risikoreich. Eine geologische Grundregel ist, daß die Erzkörper meist in derselben Richtung längsgestreckt sind, in welcher sie auch hintereinander angereiht sind. Segregationsschläuche und Injektionsstöcke können einige hundert Meter schräg in die Tiefe setzen. Man soll bei bergmännischen Arbeiten „am Erz bleiben“. Ruschelzonen im Serpentin können zu Quetschlinien hinführen (Abb. 63).

Geophysikalische Chromerzsuche hat nur beschränkte Anwendung. Erzkörper von 10.000 to Inhalt können auf gravimetrischem Wege bis höchstens 6 m Tiefe, von 50.000 to Inhalt bis höchstens 20 m Tiefe erkannt werden. Sehr oft werden gravimetrische Maxima durch Pyroxeniteinlagen im leichteren Serpentin bewirkt und täuschen Chromit vor. Die magnetischen Anomalien des Chromeizes sind gegenüber der Umgebung negativ, doch kann die magnetitreiche serpentinisierte Hülle um die Erzkörper auch positive Anomalien vortäuschen. Hauptlieferanten für Chromerz sind die Türkei, Rußland, Südafrika, Rhodesien, Cuba, die Philippinen und Jugoslawien.

*Literatur:* Chromiti SSSR, Band I und II, Moskau-Leningrad 1937 und 1940. — G. HIESSELEITNER, Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel, Wien 1951/52. — H. BORCHERT, Die Chrom- und Kupferlagerstätten der initialen ophiolitischen Magmatismus in der Türkei, Ankara 1958.

#### 4. Nickel

Erzminerale:

Pentlandit (FeNi)S	10–40% Ni	D = 5
Rotnickelkies NiAs	44% Ni	D = 8
Chloanthit NiAs <sub>3</sub>	28% Ni	D = 6,5
Garnierit Ni-Chrysotil		
Schuchardit Ni-Chlorit	sehr wechselnd	
Pimelit Ni-Montmorillonit	4–30% Ni	D = 2,5–2,8

Nickelerze sind in Europa ab 1% bauwürdig. Die silikatischen Erze sind leichter verhüttbar als die sulfidischen mit ihren unvermeidlichen Beimengungen von Kupferkies. Der Pentlandit tritt nie für sich allein auf, sondern stets mit Magnetkies verwachsen, der in diesen Fällen „Nickelmagnetkies“ genannt wird.

Das Nickel ist wegen des gleichen Atomradius ein isomorpher Vertreter des Magnesiums und geht darum, wie schon früher erwähnt, in die Olivine ein. Aus der chemischen Verwitterung der serpentinisierten Olivingesteine entstehen

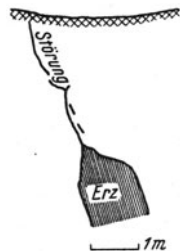


Abb. 63. Jüngere Störungen als Wegweiser zu Chromerzkörpern in Ostbulgarien. (Nach W. E. PETRASCHHECK.)

die silikatischen Ni-Lagerstätten. Bei Anwesenheit von Schwefel vereinigt sich das Ni mit diesem im Nickelmagnetkies, der als eine liquidmagmatische Ausscheidung aus Noriten auftritt. Dies sind die beiden Typen von Nickellagerstätten, die somit eindeutig an basische Magmen geknüpft sind. Die arsenidischen Ni-Co-Gänge, welche zum Teil von Graniten abzuleiten sind, haben für das Metall Nickel keine nennenswerte praktische Bedeutung.

Die größte liquidmagmatische *Nickelmagnetkieslagerstätte* der Erde, von der 80% der Welt-Nickelproduktion stammen, ist *Sudbury* in Canada (Abb. 64). Zwischen archaischen und oberhuronischen Sedimenten ist der Sudbury-Lakkolith eingedrungen, ein schüsselförmiger Intrusivkörper von 60 km Länge und 30 km Breite. Der untere Teil besteht aus Norit, der obere aus Mikrogranit. An der Basis der so differenzierten Masse und somit an ihrem Außenrand ausstreichend liegt der erzführende Norit. Ein Teil des Norits enthält den Ni-Magnetkies eingesprengt als echte magmatische Ausscheidung. Zur Hauptsache aber ist das Erz in plattenförmigen Erzkörpern angereichert, die aus einem Gemenge von Magnetkies, Pentlandit, Kupferkies, Sperryolith ( $PtAs_2$ ) und anderen Erzen neben silikatischen Verdrängungsresten bestehen. Es sind aus der Tiefe eingepreßte Sulfidmagmen, die infolge ihres Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen erst nach

den Silikaten erstarrt sind, wie der mikroskopische Befund lehrt (Creighton Mine u. a.). Dazu gehören auch die „Offsets“, das sind gangförmige Ableger der Haupterzzone im Nebengestein mit stärkerer Betonung des pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangscharakters und damit auch höherem Gehalt an Ni- und Co-Arseniden (Frood Mine u. a.). Das Fördererz von Sudbury hat gegen 3% Ni und 1,5% Cu. Die Jahresproduktion beträgt durchschnittlich 70.000 to Ni-Metall und erreichte im zweiten Weltkrieg bis

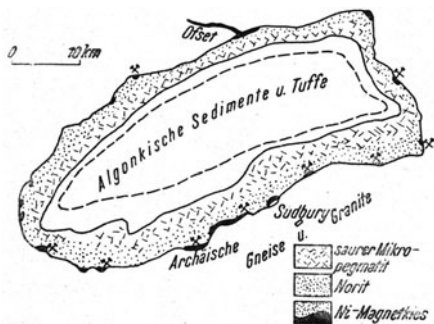


Abb. 64. Karte des Sudbury Massivs.  
(Nach COLEMAN.)

130.000 to Ni. Damit fallen auch jährlich etwa 4000 kg Platin an. 200 Millionen Tonnen Erz sind nachgewiesen.

Analoge Lagerstätten in Noriten sind verbreitet, so in Manitoba, auf Korea und in Süd-Norwegen. Ni-Magnetkiesgänge werden in der Montsche-Tundra auf Kola abgebaut. Wichtiger ist in den letzten Jahren *Petsamo* an der sowjetisch-finnischen Grenze geworden. Dort liegen in einem Gabbro-Massiv mehrere große Magnetkieskörper vor, der größte ist 280 m lang, 400 m tief und zwei bis sechs Meter mächtig. Er hat 5 Millionen to zu 1,7% Ni, 1,3% Cu und 2 g Pt/to.

Die Bildung der Verwitterungslagerstätten des Nickels erfolgt bei der chemischen Verwitterung von schwach Ni-haltigen Serpentinmassiven unter tropischen oder subtropischen Bedingungen. Das dabei anfallende Eisenhydroxyd bildet eine braunrote lateritische Decke, die von Gängen und Lagen der freigesetzten Kieselsäure durchsetzt ist. Nach A. A. GLASKOWSKIJ und anderen russischen Forschern geht das Nickel als Bicarbonat in Lösung und wird gleichzeitig mit der Kieselsäure ausgefällt, wenn das Wasser neutral und schwach alkalisch wird; das tritt in den tieferen Bodenschichten ein. Darum finden sich die hydrosilikatischen Nickelerze vor allem im tiefsten Teil des Lateritprofils und imprägnieren bisweilen auch noch den unterlagernden zersetzten Serpentin. Nicht immer ist dieses Nickel als grünes Erz sichtbar. Gehalte bis über 1% Ni können auch kolloidal im Roteisen verteilt sein.

Unter den *Verwitterungs-Nickellagerstätten* sind die wichtigsten die von *Neu-Caledonien* (Abb. 65). Große alttertiäre Serpentinmassive sind von einer grellroten lateritisch-tonigen Verwitterungskruste bedeckt. An deren Unterkante, in 6–25 m Tiefe sind die garnieritischen Nickelerze angereichert. Die grünen Ni-Silikate bilden Gängchen, Imprägnationen und erdige Massen. Sie sind verknüpft mit chalzedonischen  $\text{SiO}_2$ -Gängchen. Zum Teil reichen diese Spaltenfüllungen noch in den unterlagernden Serpentin hinab. Die einzelnen Taschen haben einen Erzinhalt von höchstens 100.000 to. Das Fördererz hat 3–5% Ni, 8–10% Fe und 40%  $\text{SiO}_2$ . Der Gewinnungsbetrieb verteilt sich auf zahllose Tagbaue mit einer Gesamtförderung von rund 300.000 to im Jahr. — Ähnliche Lagerstätten gibt es auf *Cuba*.

Eine kleine, aber durch die Verarbeitung armer Erze nicht ganz unwichtige Lagerstätte ist *Frankenstein* in Niederschlesien. Der dortige Serpentin enthält ursprünglich etwa 0,2% Ni und ist durch eine tertiäre Verwitterung oberflächlich zersetzt. 20–40 m tief reicht die braune, limonitische und verkieselte Verwitterungskruste, das sogenannte „Rote Gebirge“, an manchen Stellen allerdings durch Auftragungen frischeren Serpentin unterbrochen, die dann als Pfeiler im Tagbau stehen bleiben. Diese Verwitterungsschicht wird durchzogen von Adern und Nestern grüner Nickel-Hydrosilikate, hauptsächlich Pimelit (einem dichten, dem Talk, bzw. Speckstein verwandten Nickelmineral, das im trockenen Zustand grünlich-weiß, im feuchten sattgrün ist) und Schuchardit (einem seidiggrünen schuppigen Ni-Chlorit). Zum Teil ist der Nickelgehalt der limonitischen Massen durch die Farbe gar nicht erkennbar. Neben den Nickelerzen erscheinen Gängchen von gewöhnlichem Chalzedon, Ni-grünem Chalzedon (Chrysopras) und weißem dichten Magnesit. Auch hier ist ein Teil des Nickels hinuntergewandert und hat sich in dem nur leicht zersetzten Serpentin angesiedelt, das sogenannte Grauerz bildend. Die abgebauten und mittels des Renn-Verfahrens verhütteten Erze enthalten 0,7 bis 1% Ni. Die Jahresförderung betrug zeitweise mehrere Zehntausend Tonnen Erz und die Vorräte sind nicht unbeträchtlich.

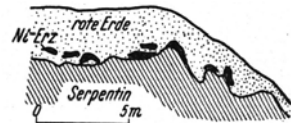


Abb. 65. Die Garnieritlagerstätten in Neu Caledonien. (Nach GLASSER.)

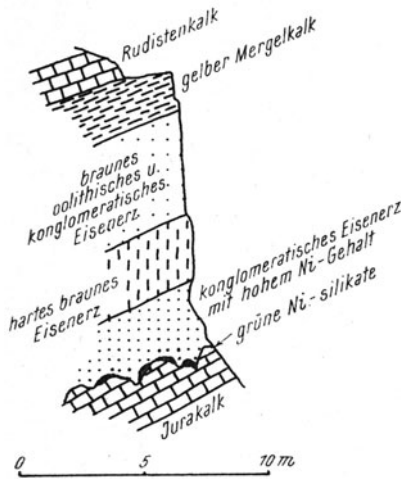
Während des Krieges wurde in *Křemže* bei Budweis (Budějovice) in Südböhmen auf einem Serpentinmassiv eine bis dahin unbekannte silikatische Ni-Lagerstätte entdeckt. Mitte des vorigen Jahrhunderts waren aus der lateritischen Verwitterungsschicht dortselbst Eisenerze gewonnen worden. Die Verwitterung ist tertiären Alters, wie aus den zum Teil überlagernden kohleführenden Oligozänschichten hervorgeht. Die Verwitterungsdecke ist 20 m mächtig. Zu oberst liegt „rotes Gebirge“, darunter „gelbgrünes Gebirge“, darunter zersetzter und schließlich frischer Serpentin. Der Ni-Gehalt nimmt erst mit der Tiefe zu, erreicht bei etwa 15 m einen Höchstwert von 1,8% Ni und nimmt dann rascher wieder ab. Es liegt also auch hier ein dem Bodenprofil vergleichbarer tiefer Zementationshorizont vor. In den oberen Teilen ist das Erz pimelitisch, in den unteren schucharditisch. Die Untersuchung erfolgte durch kleine Schächte, deren Aushub für die Probenahme in der ursprünglichen Reihenfolge sortiert und regengeschützt aufbewahrt wurde. Bohrungen waren ungeeignet, da sie nur das weiche Material zutage brachten. Die Vorräte werden auf 700.000 to zu 1% Ni geschätzt.

Sehr bedeutend sind die Nickelsilikatlagerstätten des *südlichen Ural* in der weiteren Umgebung von *Orsk*. An Aidarbak liegt das typische Profil mit dem ausgelaugten roten Horizont und dem tieferen Ni-Anreicherungshorizont vor. Abweichend von den bisherigen Beispielen ist Novo Akerman. Hier ist das Erz

auf eine mehrere Kilometer lange, N—S-streichende Zerrüttungszone beschränkt. In diesem Streifen reicht das Nickelsilikat 50—100 m tief.

Einen besonderen Lagerstättentyp stellen die sedimentären Nickelerzlager von *Ostgriechenland (Larymna)* dar. Auf Kalken der Trias und des Jura liegt diskordant die marine Oberkreide, welche an ihrer Basis ein Transgressionskonglomerat hat. Dieses besteht vorwiegend aus Geröllchen von Brauneisen, aber örtlich auch von Serpentin und Hornsteinquarz. Es ist eine Trümmereisenlagerstätte, deren tiefste Schicht reich an Ni ist (2—6% Ni). Das Nickelsilikat erscheint als Äderchen, Nester und Überkrustung des liegenden Kalkes. Besonders hoch war der Metallgehalt in Karsttaschen. Das Konglomerat ist 5—10 m mächtig, die Ni-reiche Lage 1—2 m. Die Entstehung der Lagerstätte geht auf die Abtragung einer Ni-haltigen Lateritdecke auf den umliegenden Serpentinmassiven zurück, deren Abtragungsprodukte in eine küstennahe Bucht des Kreidemeeres verfrachtet wurden. In diesem Konglomerat fand dann eine Wandering des Nickels in zirkulierenden Wässern und Ausfällung über der neutralisierenden Kalkunterlage statt.

Abb. 66. Schichtprofil durch die sedimentäre Nickellagerstätte von Larymna. (Nach W. E. PETRASCHECK.)



Haupt-Ni-Produzenten sind Canada, Neu-Caledonien, die Sowjet Union und Cuba.

## 5. Kobalt

Erzminerale:	Kobaltglanz $\text{CoAsS}$	35% Co	D = 6
	Speisekobalt $\text{CoAs}_3$	28% Co	D = 6
	Kobaltkies $(\text{CoNi})_3\text{S}_4$	11—50% Co	D = 5
	Asbolan Co-Mn-Oxyd	3—27% Co	D = 2—4
	Heterogenit $\text{Co}(\text{OH})_2$	63% Co	D = 3

Die Bauwürdigkeitsgrenze bei Kobalterzen ist 3% Co. Kobalt wird für Magnetstähle und Schnellarbeitsstähle verwendet, besonders aber als Katalysator bei der Kohlenhydrierung. Früher diente es nur für die Blaufarbenherstellung.

Geochemisch verhält sich Kobalt ähnlich wie Nickel und tritt mit diesem auch fast überall gemeinsam auf, wenngleich meist in 10—50fach geringerer Menge. An sich ist das Mengenverhältnis Co:Ni in der Erdrinde 4:10, aber wegen der jeweiligen Gleichheit der Ionenradien (Ni und Mg 0,78 Å, Co und Fe 0,83 Å) geht das Nickel mit dem Magnesium, das Kobalt mit dem zweiwertigen Eisen. Darum ist nach den Feststellungen V. M. GOLDSCHMIDTS der relative Co-Gehalt der Ni-Erze geringer. Bezüglich der Bildung nutzbarer Lagerstätten liegt der Schwerpunkt des Kobalt bei den mesothermalen Co-Ni-Ag-Bi-U-Gängen. Diese Gänge sind wohl überall granitischer Abkunft. Nur bei dem größten derartigen Gangbezirk, dem von Ontario, ist die Herleitung aus einem basischen Herd wahrscheinlich; diese Gangformation weicht auch etwas von den anderen ab.

Bei *Cobalt City* (Ontario) wird eine metamorphe algonkische Serie, die „Cobalt Serie“ von einem plattenförmigen Diabasintrusivkörper überlagert. Klüfte und Sprünge der Unterlage des Diabases sind mit arsenidischen Co- und Ni-Erzen



und etwas jüngeren Ag-Erzen erfüllt, unter denen gediegen Silber besonders reichlich war. Die Gangart ist Calzit und Dolomit. Die Gänge sind nur 5–30 cm stark und bilden ein Netzwerk in den Gesteinen der Cobalt-Serie und im Diabas. Der letztere hat die Ausfällung des Erzes begünstigt. Die Gänge reichen meist nur auf geringe Teufe (80–100 m) hinab. Sie stehen senkrecht und sind durch Verwerfungen zerstückelt. Jährlich werden einige hundert Tonnen metallisches Co aus diesen Erzen gewonnen.

Auf europäischem Boden liegt der älteste Kobaltbergbau im sächsisch-böhmischen Erzgebirge. Das Hauptrevier ist Schneeberg im *westlichen Erzgebirge*. In einer carbonatisch-quarzigen Gangart liegen Speiscobalt, Weißnickelkies, gediegen Silber, Silberglanz und Wismut. Zwei Gangsysteme kreuzen sich. Ähnliche Gänge befinden sich bei Johanngeorgenstadt, Annaberg und Joachimsthal in Böhmen, dortselbst mit Uranerz verbunden. Alle diese Gangreviere liegen am Ostrand des Karlsbad-Eibenstocker Granitbatholithen. Anfänglich wurden die Erze auf Silber gebaut; eine tiefere Teufenstufe bildeten die Co- und Ni-Erze, welche von den bösen „Kobolden“ und „Nickel“ an die Stelle des Silbers gesetzt worden waren; heute interessiert an den Gängen Uran und Wismut.

In Norwegen gehören zu dieser Gangformation die carbonspätigen Co-Ag-Gänge von *Kongsberg*. Eine metamorphe, umkristallisierte Kobaltlagerstätte ist das Kobaltfahlband von *Modum* in Südnorwegen.

Die größte Bedeutung für die Welt-Kobalterzeugung haben die Kupfer-Kobaltlagerstätten von *Katanga* (Kongo). In Katanga sind es zahlreiche uranreiche, sulfidische Cu-Co-Gänge, welche im präcambrischen Kristallin aufsetzen. Das primäre Erz hat einen Gehalt von nur 0,5% Co. Durch Ausscheidung der schwärzlichen oxydischen Kobalterze im Hut wird ein Handscheideerz von 3% Co gewonnen. Aber auch in den Kupfererzflözen Nordrhodesiens und Katangas tritt Kobalt als Begleiter der Kupfersulfide in Form von Linneit ( $\text{Co}_3\text{S}_4$ ) auf. Wenngleich der Co-Gehalt nur 0,02–0,5% ausmacht, so spielt er doch als Nebenprodukt der Kupfererzeugung eine große Rolle.

Eine gewisse Kobaltproduktion stammt schließlich aus den eben beschriebenen Verwitterungs-Ni-Lagerstätten auf Neu-Caledonien, wo das Kobalt vom Nickel getrennt als Asbolan gewonnen wird. Doch sind diese oberflächennahen Kobalterztafeln im Wesentlichen schon abgebaut.

*Literatur:* siehe bei Nickel.

## 6. Molybdän

Erzminerale: Molybdänglanz $\text{MoS}_2$	60% Mo	D = 4,8
Wulfenit (Gelbbleierz) $\text{PbMoO}_4$	26% Mo	D = 7

Die Bauwürdigkeitsgrenze beträgt gewöhnlich etwa 0,3%  $\text{MoS}_2$  (= 0,2% Mo); sie kann bei großen Lagerstätten auch tiefer liegen. Im Mo-Konzentrat ist ein Cu-Gehalt ab 0,3% und auch ein sehr geringer Gehalt von Ca, Ba und P untragbar.

Das Molybdän erscheint fast ausschließlich in der pegmatitisch-pneumatolytischen Abfolge granitischer und dioritischer Magmen als  $\text{MoS}_2$  zusammen mit Quarz und bisweilen mit kleineren Mengen von Wolframit, Pyrit, Kupferkies, Wismutglanz und anderen Sulfiden. Auch die pneumatolytisch-hydrothermalen Imprägnationslagerstätten des Kupfers enthalten z. T. ansehnliche Molybdänmengen, die bei der großen Kupferproduktion ins Gewicht fallen. Eine weitere Gruppe von Molybdänvorkommen ist an kontaktmetamorphe Kalke gebunden. Bei der Verwitterung geht der Molybdänglanz in gelben, zerreiblichen Molybdänocker über, der leicht weggespült wird, sodaß die Oxydationszone ärmer sein kann als die primäre Zone. Nach S. S. SMIRNOW ist Molybdän nur in saueren

Wässern löslich und beweglich. Umstritten ist die Bildung des Bleimolybdates Wulfenit, der sich bisweilen in der Oxydationszone von Bleierzlagerstätten, vielfach zusammen mit Vanadinerzen findet. Der darunter liegende Bleiglanz enthält keinen Molybdänglanz, sodaß die Herkunft des Molybdän vielfach aus benachbarten Sedimentgesteinen abgeleitet wird. Im sedimentären Bereich reichert sich das Molybdän in Faulschlammgesteinen an.

Die größte Molybdänlagerstätte der Erde ist *Climax* in Colorado, 20 km

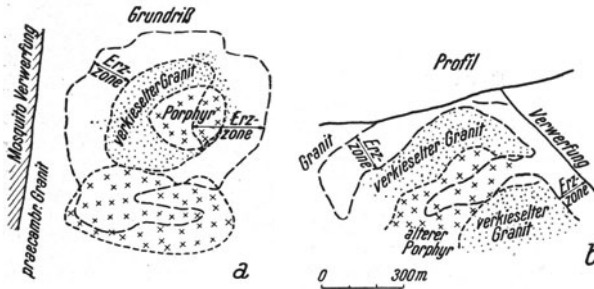


Abb. 67. Die Molybdänlagerstätte von Climax. (Nach J. W. VANDERWILT und N. KING.)

nordöstlich von Leadville gelegen. Präcambrischer Granit wird durch die N–S-streichende Mosquito-Verwerfung gegen carbonische Sedimente abgesetzt. Die Mosquito-Verwerfung ist eine der tiefreichenden Strukturlinien in der Randzone des Colorado Plateaus, an welche viele Lagerstätten geknüpft sind (s. S. 29). In den

alten Granit ist nahe der Verwerfung ein tertiärer Porphyrostock intrudiert, welcher mantelförmig von einer Verkerungszone und einer Vererungszone umgeben ist. Die Zonen erscheinen im Grundriß fast kreisförmig.

Mit Quarz und Molybdänglanz vererzt sind die Begleitprünge der Mosquito-Verwerfung, vor allem aber die eigentliche Erzzone, welche eine Mächtigkeit von 100–200 m hat. Hier ist der alte Granit von zahllosen dünnen Quarz-Molybdänglangzangängen, die nur wenige Millimeter stark sind, durchschwärmt. Auch junge Orthoklasgängen setzen auf. Das vererzte Gestein hat einen Durchschnittsgehalt von 0,4% Mo, das im Tagbau gewonnen wird. Die innen anschließende Verkerungszone enthält nur 0,01–0,2% Mo.

Der Tagbau von Climax liefert etwa 80% der Welt-Mo-Produktion. In normalen Jahren beträgt der Mo-Inhalt der Jahresförderung 4–9000 to. Im Jahre 1943 sind täglich 20.000 to Erz gefördert und durch die Aufbereitung durchgesetzt worden. Insgesamt sind aus dem großen Tagbau schon 80 Millionen Tonnen entnommen worden. Die Vorräte betragen aber noch einige hundert Millionen.

Eine andere bedeutende Lagerstätte liegt bei *Questa* (New Mexico). Bauwürdige Molybdänglanz-Pegmatitgänge gibt es in Quebec (Canada) und Hancock Counties (Maine).

Die wichtigsten europäischen Mo-Lagerstätten dieses Typus befinden sich in Norwegen. Die größte ist die der *Knabengrube* in der Provinz Telemarken. In dem Kontaktbereich des Drammen-Granits gegen kristalline Schiefer liegen auf 20 km Länge und einige 100 m Breite zahlreiche Imprägnationslinsen mit Molybdänglanz, Pyrit und etwas Kupferkies. Das Hauwerk hat 0,15–0,3% MoS<sub>2</sub>. Jährlich werden rund 500 to Konzentrat erzeugt, die Vorräte sind groß. Die Grube Lakersdalen in Nord-Norwegen lieferte 25 to/Jahr Konzentrat.

Während des zweiten Weltkrieges sind einige Molybdänvorkommen am Balkan entwickelt worden. Eine dieser Lagerstätten ist *Mačkatica* bei Vladiški Han in Mazedonien. Ein tertiärer Dazitstock, der in der Tiefe granitischen Habitus annimmt, ist nahe seinem Hangendkontakt gegen phyllitischen Schiefer propylitisiert und von parallelen Mo-Quarzgängen fast bänderartig durch-

setzt. Die ganze erzführende Zone ist mehrere hundert Meter lang und 130 m breit. Bis zum Grundwasserspiegel hinab ist das Erz fast völlig ausgewittert und ausgespült. Das Haufwerk hat im Durchschnitt nur etwa 0,07% Mo, doch ließen die sehr großen Vorräte die Errichtung einer Flotationsanlage zu. Quarz-MoS<sub>2</sub>-Gänge durchsetzen einen jungen Granit bei *Axiopolis* am Westufer des Vardar in Griechisch-Mazedonien. Das Erz enthält 0,3% MoS<sub>2</sub>.

Zu den *an kontaktmetamorphe Kalke gebundenen Lagerstätten* gehören solche in Californien und Ontario. Diopsid und Granat sind kennzeichnende Skarnminerale der Molybdänvererzung, die vielfach auch mit einer Wolframvererzung (Scheelit) verbunden ist.

Eine derartige Lagerstätte wurde neuerdings bei *Bursa* (Westtürkei) entdeckt, wo nach SAGIROGLU teils der intrudierende Granodiorit selbst, teils die angrenzenden Kalke stockwerkartig mineralisiert und verkieselt sind. Die angeblich beträchtlichen Reserven enthalten Erz von 0,2–0,5% MoS<sub>2</sub>. — *Azegour* in Marokko ist eine variscische Lagerstätte dieses Typus.

Gleichfalls zu den kontaktpneumatolytischen Molybdänlagerstätten gehört *Tyrny-Aus* südwestlich von Nalčik im Kaukasus. Das Vorkommen liegt über 2000 m hoch. Eine altpaläozoische bis unterjurassische Schichtfolge wird von einem jüngeren Granitstock durchbrochen. Eine Kalkschicht im Dach ist antiklinal aufgewölbt und durch Verwerfungen zerstückelt. Sie ist vor allem von der Vererzung erfaßt. Der Molybdänglanz tritt zusammen mit Scheelit im Skarn auf. Das Fördererz enthält angeblich 0,3% Mo und 0,5% WO<sub>3</sub>. Die Lagerstätte gilt als bedeutend.

*Molybdänit mit Kupfererz* findet sich vor allem in der pneumatolytisch entstandenen subvulkanischen Lagerstätte der *Braden Mine* in Chile, aber auch in Kupferimprägnationslagerstätten Nordamerikas und Rußlands. Das Roherz von Chuquicamata (Chile) enthält 0,2% Mo.

Wissenschaftliches und manchmal auch praktisches Interesse verdient die *Wulfenitführung* telemagmatischer Blei-Zinklagerstätten. Der kiesige Bleierzgang der *Mammoth-Mine* in Arizona enthält im Hut Wulfenit und Vanadiumerz in bauwürdiger Menge. In Bleiberg (Kärnten) und in Miess (Jugoslawien), erscheint der Wulfenit in den obersten Teufen, in Bleiberg speziell im Ostrevier, also am weitesten entfernt von der angenommenen thermalen Aufstiegszone. Ob das PbMoO<sub>4</sub> auf die Oxydation eines minimalen Mo-Gehaltes des Bleiglanzes oder seiner sulfidischen Begleiter zurückzuführen ist, steht noch nicht fest. In Bleiberg konnte ein solcher primärer Mo-Gehalt bisher nicht nachgewiesen werden. Dagegen hat W. SIEGL einen beachtlichen Mo-Gehalt in den begleitenden bituminösen Schiefern der Bleiberger Lagerstätte festgestellt.

Im allgemeinen geht das Mo bei der Verwitterung und Sedimentation für die Praxis verloren. Nur in einem Falle ist es dank seiner großen Affinität zum Schwefel aus einem Faulschlamm-Sediment wieder gewinnbar geworden, nämlich aus dem Mansfelder Kupferschiefer. Der Kupferschiefer selbst enthält zwar nur 0,013% Mo, aber die Verhüttungsrückstände, die sogenannten Ofensauen, enthalten 3,5%, woraus sich für Deutschland eine Jahresproduktion von rund 100 t Mo ergibt.

Die Hauptmolybdänproduzenten sind die USA, Chile, Canada, die UdSSR und Norwegen.

*Literatur:* Die metallischen Rohstoffe. Heft 2. Molybdän von P. KRUSCH, Stuttgart 1938. — J. LOMBARD, Recherches bibliographiques sur la géologie du molybdène. Chronique des Mines d'Outre-Mer 26/265, Paris 1958.

## 7. Wolfram

Erzminerale: Wolframit (FeMn) $\text{WO}_4$	64% W	D = 7,5
Scheelit $\text{CaWO}_4$	64% W	D = 6

Die Bauwürdigkeit bei Gängen ist 0,7%  $\text{WO}_3$ , bei stockförmigen Lagerstätten 0,3%  $\text{WO}_3$ . Das Wolframkonzentrat, das zu 65%  $\text{WO}_3$  verkauft wird, darf nur bis 0,2% As, Sb oder Cu enthalten.

Das Wolfram erscheint im perimagnetischen Gefolge extrem saurer Granite und zwar sehr oft gemeinsam mit dem Zinn. Dabei liegt das Zinnerz meist zur Hauptsache noch im Granit, das Wolframerz vorwiegend in den kontaktnahen Schiefen. Das wichtigste Erzmineral, der Wolframit, kommt in Pegmatiten und pneumatolytisch-hochthermalen Quarzgängen vor, bisweilen auch in mittelthermalen Goldquarzgängen. Nach Erkenntnissen, die im sächsischen Erzgebirge von O. OELSNER gewonnen wurden, haben die bei höheren Temperaturen gebildeten Wolframite einen höheren Prozentsatz an Mn-Wolframit (Hübnerit), die bei tieferen Temperaturen gebildeten Wolframite einen höheren Prozentsatz an Eisenwolframit (Ferberit). Im Kontakt von Graniten mit Kalken findet sich in bauwürdigen Mengen das Calcium-Wolframat, der Scheelit, welcher durch sein bläulich-weißes Leuchten im ultravioletten Licht erkennbar wird. In der Umgebung der Wolframitgänge ist das Erz in fluviatilen Seifen angereichert.

Die größten Wolfram- und Zinnmengen der Erde liegen in Ostasien. Die jungen Gebirgsketten, welche in nordsüdlicher Richtung von Süd-China ausgehend über Burma, Thailand, die Malaienstaaten in den Sundaarchipel hineinstreichen, sind von zahlreichen mesozoischen Granitmassiven mit Sn- und W-Gängen durchbrochen. Daran schließen sich sehr bedeutende Seifenlagerstätten. Der Zug mesozoischer Sn-W-Granite ist weit über 3000 km lang!

Ein Bergbauzentrum in dieser metallogenetischen Großprovinz ist *Tavoy* in *Unter-Burma*, Quarz- und zum geringeren Teil auch Pegmatitgänge von 5 cm bis 2,5 m Mächtigkeit durchziehen in N-S-Richtung gefaltete paläozoische Schiefer. Oft liegen die dünnen Quarz-Wolframitgänge eng geschart nebeneinander, so daß die ganze Gesteinsmasse gewonnen werden kann. Neben dem Wolframit tritt Zinnstein auf, ferner etwas Flußspat, Molybdänglanz und andere Sulfide. Das Haufwerk hat 0,7–1% W und 0,3–0,5% Sn.

Ähnlich sind die Wolframlagerstätten *Chinas* ausgebildet, aus denen die Hälfte der Weltproduktion stammt. Bergbauzentren sind *Kiangsi*, Hunan und Kwangsi. Die Gänge in Kiangsi sind 0,1–0,6 m mächtig, bis 350 m Tiefe aufgeschlossen und enthalten 0,5–3,5%  $\text{WO}_3$ .

Sehr zahlreiche Wolframitgänge gibt es im Altai und südlich des Baikalsees. Die größte Grube ist die von *Džida*.

Lagerstättenkundlich vom gleichen Typus, aber der variszischen Metallisationsepoche angehörig, sind die Wolframitvorkommen in Europa. Im sächsisch-böhmischen *Erzgebirge* wurden während des ersten Weltkrieges die Halden der Zinnerzbergwerke auf Wolframerz aufgearbeitet. Einige kleinere Ganglagerstätten sind an das Eibenstocker Granitmassiv im Westerzgebirge geknüpft, z. B. in Gottesberg, Rothau, Zschorlau, Schlaggenwald. Die wichtigsten Gänge liegen bei Pechtelsgrün, woselbst das Roherz über 1% W enthält. Alle diese Gänge setzen im kontaktmetamorphem Nebengestein des Granits auf. Von wirtschaftlich großer Bedeutung aber sind die Neuaufschlüsse, die während des zweiten Weltkrieges im Osterzgebirge bei *Böhmisch-Zinnwald* (Cinvald) getätigt wurden. Hier tritt das Wolfram zusammen mit dem Zinn auf. Reich vererzte Zonen mit 15–20% Sn + W auf einige 100 m streichende Länge sind dort keine Seltenheit. Im Durchschnitt enthält das Erz 0,5% W und 0,4% Sn.

Ein wichtiges europäisches Wolframland ist *Portugal*, wo über hundert Lagerstätten in den Randzonen kleiner variscischer Granitkuppeln liegen. Vor allem bei Panasquiem im Nordosten des Landes werden Gänge gebaut, die durchschnittlich 0,3 m stark, über 1 km lang sind und 1–1,2%  $\text{WO}_3$  enthalten. Auch die variscischen Granite NW-Spaniens und Frankreichs werden von Wolframitgängen begleitet. Die größte Grube in Frankreich ist Puy-les-Vignes. Einige hundert Tonnen Konzentrat stammen aus dem Zinnerzgebiet von *Cornwall*.

Zu den kontaktpneumatolytischen Wolfram-Molybdänlagerstätten gehört *Yxsjö* in Mittelschweden. Scheelit und Molybdänglanz setzen in Kalksilikatfels auf. 1938 wurden 50.000 to Roherz mit 0,7–1%  $\text{WO}_3$  gefördert.

Einen anderen Charakter haben die Wolframlagerstätten der *Vereinigten Staaten*. Sie sind nicht mit Zinn verknüpft. Die hydrothermalen Goldquarzgänge von Boulder Country (Colorado) und Atolia (Californien) führen bauwürdige Wolframitmengen. Die Hauptproduktion der USA aber stammt aus kontaktmetasomatischen *Scheellagerstätten der Cordillere-Region*, in denen das  $\text{CaWO}_4$  zusammen mit Granat und Skarmineralien an der Grenze von alttertiären Graniten gegen Kalk vorkommt. Derartige gangförmige Scheelitzonen mit einem mittleren Gehalt von 1%  $\text{WO}_3$ , aber auch reicheren Partien werden z. B. in Innyo Country (Californien) und Mill City (Nevada) gebaut. In Idaho wurde während des zweiten Weltkrieges auf einer seit langem betriebenen Au-Sb-Lagerstätte Scheelit mit 2–3%  $\text{WO}_3$  gefunden. In Golconda (Nevada) enthält ein Quellsinter bis 7% kolloidales Wolframoxyd.

Auch *Südamerika* hat bedeutende Wolframlagerstätten. Bei La Paz in Bolivien erscheinen Wolframit-Quarzgänge mit Pyrit als Ausfüllungen von zahlreichen Klüften, welche einen metamorphen Quarzit quer zu seiner Kontaktfläche gegen einen jungen Granit durchsetzen. In Bolivien gibt es auch epithermale Wolframitgänge mit Antimonglanz. Dagegen liegen im alten brasilianischen Schild die großen Scheellagerstätten von *Paraíba* in NO-Brasilien, die 1942 entdeckt wurden. Es sind dort 60 bauwürdige Scheelitvorkommen bekannt, die im Dach eines großen Batholithen auftreten. Das Erz enthält 0,5%  $\text{WO}_3$ .

Auf dem *Uludag* bei Bursa in Anatolien liegt ein große Scheellagerstätte von mehreren Millionen Tonnen Erz zu 0,4%  $\text{WO}_3$ . Ein paläozoischer Granit hat den Marmor in seinem Dach vererzt. Die Scheelitimprägnation folgt selektiv einzelnen flachen Bänken im Marmor und ist dabei oft mit Tremolitbildung verbunden. Breccien und Zerklüftungszonen sind für die Vererzung bevorzugt.

Hauptproduktionsländer sind China, USA, Korea, Burma, Bolivien und Portugal.

*Literatur:* K. C. LI and CHUNG YU WANG: Tungsten, New York 1947. — F. AHLFELD, Zinn u. Wolfram; Die metallischen Rohstoffe, Band 11. Stuttgart 1958.

## 8. Vanadium

Erzminerale:	Patronit $\text{VS}_4$	um 30% V
	Descloizit $(\text{Pb}, \text{Zn}) \cdot (\text{PbOH}) \cdot \text{VO}_4$	um 11% V
	Vanadinit $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3 \cdot \text{Cl}$	um 11% V
	Carnotit $(\text{K Ca}_2(\text{UO}_2)(\text{VO}_4)_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O})$	um 12% V

Die Bauwürdigkeitsgrenze ist 2% V; bei an sich bauwürdigen Eisenerzen ist auch ein Gehalt von 0,02% V von Interesse.

Die Geochemie des Vanadiums ist eigenartig und ungeklärt. Unter den liquidmagmatischen Bildungen findet es sich in den Titanmagnetiten. Wahrscheinlich hydrothermalen Herkunft ist das Vanadium sulfidischer Pb-Zn-Cu-Lagerstätten des Otavi-Berglandes (SW-Afrika) und von Broken Hill (Rhodesien), wobei

allerdings die bauwürdige Anreicherung auf die Verwitterungszonen beschränkt ist. Durch Verwitterungslösungen sind wahrscheinlich die Vanadiumerze von Colorado und von Tuja Mujun in Turkestan angereichert worden. Rein sedimentär findet sich Vanadium vor allem in oolithischen Eisenerzen und in bituminösen Schiefern und Asphalten, in diesen Fällen jedenfalls biogener Herkunft. Die biogene Natur des Bitumen-Vanadiums wird daraus wahrscheinlich, daß die organische Substanz mancher Tiergruppen sehr reichlich V enthält, vermutlich in Vertretung des sonst üblichen Phosphors. So enthält die Asche von Holothurien bis 18% V. Bemerkenswerterweise hat das Meerwasser im Winter mehr

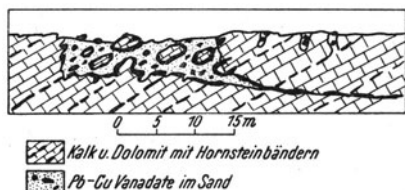


Abb. 68. Vanadium Erzvorkommen von Tsumeb. (Nach H. SCHNEIDERHÖHN.)

$V_2O_5$  gelöst als im Sommer, da es im Sommer offenbar in die organische Substanz eingeht. Vanadium ist also ein stark biochemisches Element.

Die größten Zukunftsreserven von Vanadium liegen in den Lagerstätten von Titanmagnetit. Die Erze von *Taberg* in Schweden und die des Nordural enthalten im Mittel 0,5%  $V_2O_5$ , die von *Vorder Indien* sogar 2–8%  $V_2O_5$ .

Heute wird ein großer Teil des Vanadiums aus Erzen gewonnen, die durch Verwitterungsanreicherung geringer, teils hydrothermalen, teils vielleicht auch sedimentärer Vanadinmengen gebildet worden sind.

Dolinen und Schlotten der Dolomitoberfläche im *Otavi Bergland* sind mit rotem Flugsand gefüllt. Die Außenflächen der Dolomitbänke und der im Sand eingebetteten Dolomitbrocken sind mit Vanadiumerzen überkrustet und die Sande selbst imprägniert (Abb. 68). Einige dieser Lagerstätten sind in die Tiefe verfolgt worden und dabei stieß man auf Bleiglanz und Zinkblende, die vielleicht, aber nicht nachweisbar die ursprünglichen Träger des Vanadiums sind.

Ähnlicherart sind die Vanadiumerze in der Oxydationszone der Pb-Zn-Lagerstätte von Broken Hill (Rhodesien). Der Großteil der primären sulfidischen Erze dortselbst ist vanadiumfrei, ein geringer Teil aber zeigte bei den Analysen einen reichlichen Gehalt von 3,5%  $V_2O_5$ , aus dem zweifellos die Bleivanadinate der Oberfläche stammen. Das ist ein lehrreiches Beispiel für die oft schwer erklärbare Herleitung bestimmter Metalle in den Oxydationszonen — es sei nur an das beim Molybdän erwähnte Gelbbleierz von Bleiberg erinnert, wo selbst übrigens mit dem Wulfenit auch geringere Mengen von Blei-Vanadinen vorkommen.

Die ariden Verwitterungslösungen scheinen die Konzentration des Vanadiums zu begünstigen, denn dieses Element findet sich merklich angereichert in Red bed Kupferlagerstätten bei Manchester und anderwärts. In den Bleichungsflecken deutscher Rotliegendesandsteine ist Vanadium wiederholt nachgewiesen worden.

Carnotit und andere Uranvanadate bilden verbreitete Imprägnationshorizonte in den flach liegenden Jurasandsteinen von *Colorado* und *Ost-Utah*. Kennzeichnend für diese Sandsteine sind dünne Kohlenschmitze und inkohltes Treibholz. Der erzführende Sandstein enthält 3–5%  $V_2O_5$ . Die wichtigsten Lagerstätten liegen im *Paradox Valley* und bei Placerville, wo über roten Arkosen und Konglomeraten eine mächtige Lage des La Plata Sandsteins verbreitet Carnotit führt. Es handelt sich wahrscheinlich um Lagerstätten der ariden Konzentration.

Phosphorreiche Brauneisenoolithe haben oft einen beträchtlichen Vanadium-

gehalt, der wegen der Mengen des abgebauten Eisenerzes praktische Bedeutung gewinnen kann. So enthalten die süddeutschen Braunjura Erze (Donaueschingen, Gutmadingen) 0,07–0,2%  $V_2O_5$ , die pliozänen Eisenerze von Kertsch 0,05 bis 0,17%  $V_2O_5$ .

Schließlich ist Vanadium in bituminösen Stoffen angereichert. Die Asche schwerer Erdöle enthält oft V und Ni. Im bituminösen Mansfelder Kupferschiefer beträgt der mittlere Gehalt 0,058% V. Zur Bauwürdigkeit ist derartiges biogenes Vanadium in *Minasraga* in Peru angereichert. Dort füllt kolloidales Vanadiumsulfid (Patronit) zusammen mit nickelhaltigem Schwefeleisen und schwefelreichem Asphalt eine 9 m mächtige Spalte in gipsführenden kretazischen Schiefern. Ein Porphyrgang durchbricht die Lagerstätte. Ein Teil des Asphalts ist zu einer koksartigen Substanz umgewandelt. Die abgebaute Masse enthält 10–13% V und liefert den Hauptteil der Weltproduktion. Die Reserven betragen einige Zehntausend Tonnen Vanadium-Metall. Daneben gibt es im Departement Lima noch zahlreiche andere V-haltige Asphaltitgänge.

*Literatur:* Die metallischen Rohstoffe, Heft 1, P. KRUSCH, Vanadium etc. Stuttgart 1937.

## II. Schwefelkies

Erzminerale: Pyrit (Schwefelkies) $FeS_2$	53% S	D = 5
Magnetkies $FeS$	36% S	D = 4,5

Die eigentliche Verwendung des Schwefelkieses ist überwiegend zur Herstellung von Schwefelsäure und schwefeliger Säure. Die bei der Kiesröstung entstehenden Abbrände werden als Eisenerz verkauft, weshalb die Besprechung des Kieses im Anschluß an die Eisen- und Stahlerze gerechtfertigt erscheint. Sehr viele Kieslagerstätten sind oder waren Kupferlagerstätten infolge der häufigen Beimengung von Kupferkies. Das gilt insbesondere für die anfänglichen Zeiten des Abbaus, als die Cu-reichen Zementationserze gewonnen wurden. Auch Pb, Zn und Au sind bisweilen in bauwürdiger Menge in Kieslagerstätten enthalten, sowie umgekehrt bei der Aufbereitung der Erze von kiesigen Blei-Zinkgängen, Goldlagerstätten u. a. oft beträchtliche Mengen von Schwefelkieskonzentrat anfallen.

Die untere Bauwürdigkeitsgrenze des Schwefelkieses liegt in günstigen Fällen bei 30% S, meist aber höher. Darum wird fast nur Pyrit, sehr selten Magnetkies abgebaut, der überdies nicht selbsttätig abröstet. Für die Schwefelsäureherstellung ist Freiheit von Arsen sehr erwünscht.

Schwefelkies ist in fast allen genetischen Lagerstättengruppen enthalten, von den magmatischen bis zu den sedimentären. Magnetkies ist gewöhnlich bei höherer Temperatur entstanden, doch gilt das keineswegs ausschließlich.

Sulfidmagmen und basische Silikatmagmen entmischen sich schon im flüssigen Zustand. Die Sulfidmagmen sind reich an flüchtigen Bestandteilen und erstarren daher später als die Silikate. Sie bilden liquidmagmatisch-pneumatolytische Übergangslagerstätten, zu denen die schon besprochenen Nickel-Magnetkiesvorkommen gehören. Dagegen wird die Gruppe der „intrusiven Kieslager“, welche sich in kristallinen Schiefern in der Nähe basischer Erstarrungsgesteine findet, neuerdings vorwiegend unter die metamorph-hydrothermalen Lagerstätten eingeordnet — ob in *allen* Fällen mit Recht — steht vielleicht noch offen. Für die praktische Beurteilung spielt das keine allzugroße Rolle, da die linsen- und spindelförmige Gestalt der Lagerstätten im einen wie im anderen Falle durch die Faltung und Streckung der einschließenden metamorphen Gesteine bestimmt ist.

† Eindeutig *hydrothermal* Entstehung ist die größte Kieslagerstätte der Erde, die von *Rio Tinto* (Provinz Huelva) in SW-Spanien. Zwischen untercarbonischen Schiefen sind intrusive und extrusive Eruptiva eingeschaltet. Es sind Porphyre, Keratophyre, aber auch Porphyrite und Diabase. An diese Eruptiva sind längs einer 70 km langen Zone die Kieslagerstätten gebunden. Die Erzkörper liegen in der Nähe, zum Teil unmittelbar am Kontakt der Porphyre. Die meisten Linsen sind wenige 100 m lang und 15–30 m mächtig, die größten aber über 1000 m lang und 150 m mächtig. Sie bestehen aus derbem Kies mit 48–50% S. Das Erz wird in riesigen Tagbauen und im Tiefbau gewonnen. Die jährliche Pro-

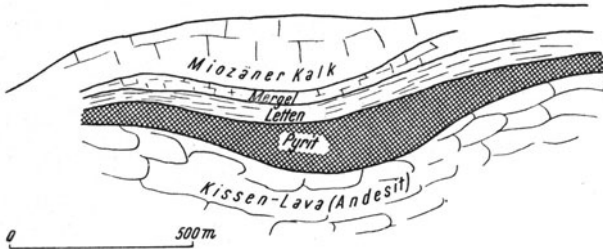


Abb. 69. Schematisches Profil durch die Pyritlagerstätte Skouriotissa auf Cypern. (Nach HENKMANN.)

duktion beträgt 2–3 Millionen to, insgesamt hat der Bezirkschön über 200 Millionen to Erz geliefert. Die Reserve wird mit 500 Millionen beziffert. Der Kupfergehalt des Erzes hat mit dem Tiefschreiten des Abbaus ständig abgenommen. Die Zementationserze hatten 6–7% Cu, die primären Erze der

öheren Teufen gegen 3%, während das jetzige Fördererz 1–2% Cu enthält. m merhin werden auch jetzt aus dem Distrikt jährlich 30.000 to Cu gewonnen.

In SO-Europa ist eine Reihe von heißhydrothermalen Kieslagerstätten an junge Andesite geknüpft.

In *Maidanpek* in Ostserbien liegen Pyritkörper in den kaolinisierten Randpartien eines Andesitmassivs. Im Inneren des Massivs herrscht Imprägnation mit Kupferkies vor. Die weiter südlich in demselben großen Andesitmassiv liegende Lagerstätte von *Bor* besteht nicht nur aus Kupfererzstöcken, sondern auch aus Cu-armen Pyritstöcken.

Im Andesit-Rhyolitgebiet von *Panagjurište* in Mittelbulgarien wurde neben den hochprozentigen Kupfererzkörpern eine Schwefelkieslagerstätte gefunden. Der eiserne Hut besteht aus einer verkieselten Limonitmasse, die zwischen den stark kaolinisierten Eruptiven liegt und zu den Schürfungen Anlaß gab. 30 m unter der Oxydationszone setzte derber Schwefelkies an, äußerlich von einer sehr dünnen Cu-reichen Zementationszone umhüllt. Das primäre Erz hat 45% S und 0,5% Cu. Die Erzlinse ist 500 m lang und bis zu 35 m mächtig.

Ärmere Kiesvorkommen liegen im Zuge der Kontaktlagerstätten des Banats. So waren früher bei *Neu-Moldova* an der Donau Stöcke von wenigen 100.000 to Kiesinhalt zu 36% S gebaut worden, allerdings nur bis zum Grundwasserspiegel hinab. Zweifellos waren auch hier die oberen Teufen kupferreicher gewesen als es das primäre Erz ist.

Sehr wichtig sind die Schwefelkieslagerstätten von *Cypern*, welche jährlich rund 900.000 to Pyrit liefern. An der Nordseite des Troodos Massivs schaltet sich ein Zug von Andesitdecken zwischen mesozoische Sedimente ein. Es handelt sich um Kissenlaven von submariner Bildung. Am Kontakt gegen die hangenden Sedimente, besonders an den Stellen flacher Verbiegungen der Lavadecke treten die gewaltigen konkordanten Körper von Schwefelkies auf, deren größte jeweils mehrere Millionen Tonnen Inhalt haben (Abb. 69). Der Kies von Cypern ist grau, locker-sandig und enthält 50% S und 0,5–2,5% Cu. Die wichtigsten Gruben sind Skouriotissa und Mavro Vouni.



Die Pyritlagerstätten der Grube *Kassandra* auf *Chalkidike* in Griechenland sind an einen jungtertiären Aplitgranit gebunden, der sich auf mehrere Kilometer Länge zwischen Kalken und kristallinen Schiefern einzwängt (Abb. 70). Die Derberzkörper haben eine Mächtigkeit bis zu 50 m; stellenweise sind sie reich an Bleiglanz und Blende (4% Pb, 6% Zn). Die Jahresförderung liegt zwischen 25.000 und 30.000 to Pyrit zu 32% S.

Die hochwertigen Pyrit-erze von *Toskana* sind vorwiegend an den Kontakt junger Granite mit permo-mesozoischen Schichten gebunden. Die Jahresproduktion beträgt einige hunderttausend Tonnen.

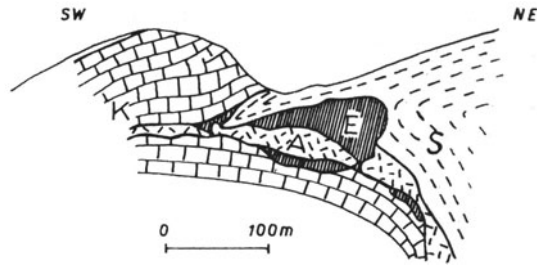


Abb. 70. Die Pyritkörper der Grube *Kassandra* (Griechenland), E Erz, K Kalk, A Aplitgranit. (Nach W. NEUBAUER.)

Die österreichischen Alpen sind reich an kleinen hydrothermalen, metamorphen Kiesvorkommen, die petrographisch und chalkographisch interessant sind, denen aber wirtschaftlich keinerlei Bedeutung zukommt. Die meisten von ihnen liegen in paläozoischen Grünschiefern und Graphitschiefern der Grauwackenzone, ein Teil auch in den Grünschiefern der Hohen Tauern. Überall handelt es sich um konkordante oder konkordant eingeschichtete Kieslinsen von bescheidenen Dimensionen mit gelegentlichen quer zur Schieferung greifenden kleinen Gangtrümmern und Imprägnationsstreifen. Der Pyrit ist meist derb, kataklastisch durchbewegt, örtlich auch rekristallisiert und mit jüngerem (oder bei der metamorphen Umkristallisation später ausgeschiedenem) Kupferkies versetzt. Manchmal treten auch Arsenkies, Magnetkies, Zinkblende oder Bleiglanz hinzu. Stärkste metamorphe Beeinflussung zeigen die in Grünschiefern liegenden Erzkörper von *Kallwang* und *Öblarn* in Steiermark. Die Kieslager sind älter als die alpine Hauptmetallogenese.

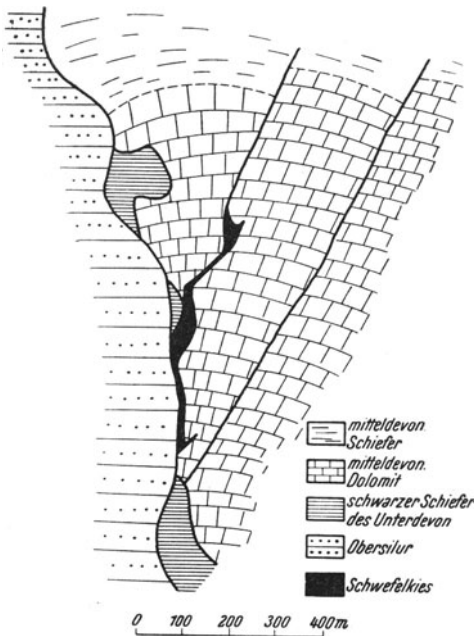


Abb. 71. Der Schwefelkiesgang der Grube *Staszyc* in *Rudki* bei *Slupia nova*. (Nach H. LÖGTERS.)

wurde kurz vor Kriegsbeginn in *Rudki* (*Slupia nova*) nordöstlich von *Kielce* im Polnischen Mittelgebirge aufgeschlossen (Abb. 71). Die paläozoischen Schichten dort werden von einer großen Querverwerfung durchsetzt, welche silurische Schiefer neben mittel-devonischen Dolomit setzt. Die Verwerfungskluft fällt mittelsteil nach Osten ein. Sie ist auf 400 m Länge und laut Bohrergebnissen auf 200 m Tiefe mit einem Pyritgang ausgefüllt, dessen wahre Mächtigkeit 3–12 m

Eine wirtschaftlich und genetisch interessante Schwefelkieslagerstätte

beträgt. Angrenzend an das Erz liegt schwarzer, in die Spalte eingepreßter Schiefertou. Das Erz ist ein sehr reiner derber Schwefelkies mit 50% S. Es ist äußerlich grau, feinkörnig, etwas schaumig und zerfällt an der Luft. Das führt zu der für eine Erzgrube einzigartigen Erscheinung von Bränden des Grubenholzes durch Oxydationswärme! Auch Kohlensäure findet sich in den tiefen Bauen, eine Folge der Reaktion der bei der Zersetzung reichlich gebildeten Schwefelsäure mit dem dolomitischen Kalk. Unter dem Mikroskop zeigt das Erz die sphärolithischen Strukturen des Gelpyrits, was wohl zusammen mit dem Fehlen anderer Metalle auf kühle Bildungstemperatur schließen läßt. Etwas älter als die Pyritvererzung ist eine Sideritmetasomatose im Dolomit, jünger dagegen eine wohl descendente Umwandlung des Pyrits zu Roteisen, so daß auch Eisenerze abgebaut werden. Erzgerölle im nahegelegenen Zechsteinkonglomerat beweisen das paläozoische Alter der Lagerstättenbildung. Die Jahresproduktion beträgt etwa 50.000 to Kies, die bisher nachgewiesene Substanz 1 Million to.

Sehr groß sind die Kieslagerstätten des *mittleren Ural* (Bogomolowski, Sysersk u. a.) mit einer Jahresförderung von insgesamt 600.000 to.

Die stark metamorphen Kieslagerstätten Norwegens lassen sich in drei genetische Gruppen unterteilen: den Rörös-Typus, der von gabbroiden Intrusionen abzuleiten ist, den Rödhammer-Typus, der von sauren und intermediären Magmen abstammt, und den Leksdal-Typus, der mit submarinen basischen Lavaergüssen in Verbindung steht. Der Rörös-Typus ist der wichtigste und auch der kupferreichste; zu ihm gehören die bekannten Gruben von *Sulitjelma*, *Rörös*, *Lökken* u. a. Die Erze enthalten neben grobkörnigem Pyrit reichlich Kupferkies, Magnetkies und Zinkblende. Sie sind stark metamorph. Einzelne größere Pyritkristalle im Kies, die man früher für magmatische „porphyrische Einsprenglinge“ hielt, werden heute als kristalloblastische Neubildungen erklärt. Die Form der Erzkörper ist die langgestreckter „Kieslineale“, welche den Achsen der Nebengesteinsfalten folgen. Sulitjelma liegt in einer Überschiebungsfläche.

Dem Rödhammer-Typus gehören in Norwegen weniger wichtige Vorkommen an, wohl aber in Schweden die große Lagerstätte von *Västerbotten*.

Die Kieslager vom Leksdal-Typus schließlich sind ein Produkt des *submarinen Exhalationsvulkanismus*. Dünne Kieslager wechseln mit Grünschiefern, welche umgewandelte Diabase und Diabastuffe sind, Graphitschiefern und Jaspislagen. Das Erz ist nicht reichprozentig, aber frei von anderen Beimengungen. Die größte dieser Gruben ist *Stördö* bei Stavanger.

Auf submarine vulkanische Exhalationen ist wahrscheinlich auch die Erzführung der beiden größten deutschen Kieslager zurückzuführen: Meggen und Rammelsberg.

Das Kieslager von *Meggen* in Westfalen liegt eingeschaltet zwischen mitteldevonischen Lenneschiefer, einem schwarzen dünnschichtigem Schiefer, und mitteldevonischem Kalk. Es hat eine Ausdehnung von  $1,5 \times 2,5$  km, eine Mächtigkeit von 6 m und ist zu zwei Mulden gefaltet. Der Pyrit ist feinoolithisch. Bemerkenswert ist, daß das Kieslager gegen seinen ursprünglichen Rand zu allmählich in ein Schwerspatlager übergeht. Im Hangendteil des Kieslagers reicht der Schwerspat etwas weiter beckeneinwärts. Der Schwerspat ist auch zum Teil oolithisch, schwarzgrau und dicht. Offensichtlich haben also im Innern des ursprünglichen Ablagerungsraumes sauerstoffarme Sedimentationsbedingungen geherrscht, sodaß Eisensulfid ausgefällt werden konnte; in den randlichen Gebieten war das Wasser sauerstoffreich, sodaß der Schwefelwasserstoff zu Sulfat-Ion oxydiert wurde; durch dieses wurde das Barium ausgeschieden. Das Kieserz enthält im Mittel 34% S und 7% Zn. Die Merkmale des Meggener Lagers sind zweifellos die einer sedimentären Lagerstätte, aber ein derartig hoher Sulfid-

und Metallgehalt kann sich nicht biogen-chemisch in abgeschnürten Meeresbecken bilden. Der vielberufene Schlamm des Schwarzen Meeres enthält nur wenige Prozent Eisensulfid, dessen Schwefel aus der zersetzten organischen Substanz stammt. Das Erz stammt aus hydrothermalen Lösungen, die am Boden des Meeres ausgetreten sind. Nach Ausplättung der Faltung hat die Erzablagerung eine Fläche von 10 qkm bedeckt, wobei sich die Lage der Metallzufuhrspalten durch einen erhöhten Pb-Zn-Gehalt zu erkennen gibt. Auch der Schwerspatsaum des Kieslagers wird so besonders deutlich (Abb. 72). Als magmatischen Erzbringer nehmen A. PILGER und F. SCHRÖDER einen seicht im Untergrund liegenden mitteldeutschen Pluton von saurerer Zusammensetzung an. Die Jahresförderung von Meggen beträgt rund 500.000 to Erz.

Mit Meggen etwa gleichaltrig und durch viele Merkmale verwandt, aber tektonisch durchbewegt, etwas metamorph und reich an

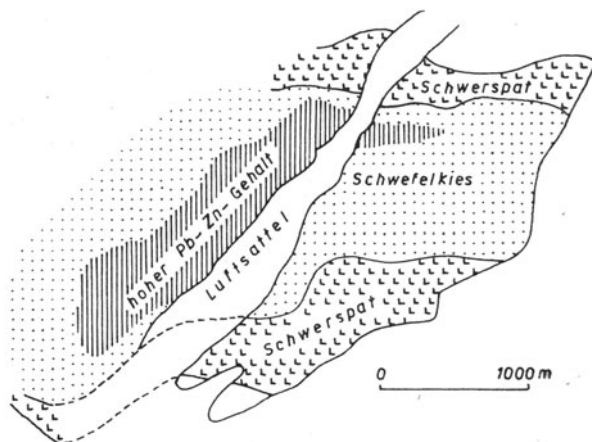


Abb. 72. Das Kieslager von Meggen, die Lagerfläche konstruiert vor der Faltung (Nach A. PILGER.).

Beimengungen anderer Metallsulfide ist die Schwefelkieslagerstätte des *Rammelsberges* bei Goslar am Harz. Die beiden Haupterzlager, die sich ungefähr im Streichen ablösen, aber etwas verschiedenen Horizonten angehören, liegen in stark gefalteten Wissenbacher Schiefern, das sind gleichfalls schwarze, dünnplattige Schiefer, die auch im Alter annähernd den Lenneschiefern entsprechen. Darüber liegt überkippt Unterdevonsandstein (Abb. 73). Das alte, im wesentlichen abgebaute Lager war 600 m lang, 8–30 m mächtig und spitzte in 300 m Tiefe aus. Das neue Lager ist ebenfalls 500 m lang, 25 bis 50 m mächtig und keilt in

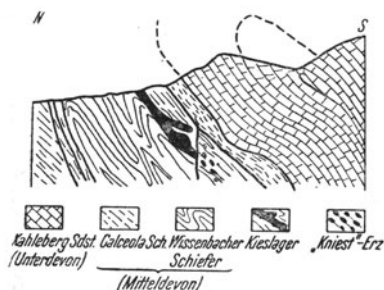


Abb. 73. Profil durch das „alte Lager“ des Rammelsberges. (Nach BORNHARD.)



Abb. 74. Bändererz vom Rammelsberg; schwarz: Schwefelkies.

420 m Tiefe aus. Das Eindruckvollste am Rammelsberger Erz ist seine feine Bänderung und seine starke Verfaltung, die in der Grube ebenso wie im Handstück sichtbar ist (Abb. 74).

Die gebänderten Erze (Meliererze) bestehen aus wechselnden, dünnen, ausspitzen Lagen von Schwefelkies, Bleiglanz und Kupferkies. Daneben erscheinen

Zinkblende, Magnetkies und seltene Erze. Schwerspats, zum Teil in sphärolithischer Ausbildung, ist häufig. Das mikroskopische Bild zeigt Zerbrechungen bei den spröden, Einpressungen und Rekristallisation bei den plastischen Mineralien. Viele Texturen erinnern an durchbewegte kristalline Schiefer. Daneben aber sind verbreitete primäre Gelstrukturen festgestellt worden, häufig an Pyrit, nicht selten aber auch an anderen Erzen. Die Entstehung der Lagerstätte wird heute

zumeist so gedeutet, daß ähnlich wie in Meggen ein submarines exhalatives Schwefelkieslager gebildet worden ist, hier aber auch durch andere Metalle ergänzt. Tuffitlagen im Schiefer beweisen den untermeerischen Vulkanismus. Das Erzlager wurde später gefaltet, durchbewegt und zum Teil rekristallisiert.

Das Derberz des Rammelsberges enthält etwa 9% Pb, 19% Zn, 1% Cu, 21% S. Ferner sind im Erz Sb, As, Ca, Bi, Au und Ag enthalten. Ein besonderer Erztyp ist der „Kniest“, ein schwarzer kieseliger Schiefer mit Gängchen von Quarz, Kupferkies und anderen Sulfiden. Er ist offenbar durch Erzlösungen entstanden, die bei der Metamorphose der Lager mobilisiert worden sind. Die knottenartigen Sulfidimprägnationen im benachbarten Unterdevonsandstein sind vielleicht auch durch solche Lösungen gebildet; vielleicht liegen sie auch im Bereich der thermalen Zufuhrwege im ehemaligen Liegenden des Wissenbacher Schiefers.

Die Jahresförderung beträgt rund 300.000 to Erz. Der allmählich seinem Ende entgegensehende Bergbau hat in den rund 1000 Jahren seines Bestehens rund 18 Millionen Tonnen Erz geliefert.

Noch stärker sind die Erscheinungen des Lösungsumsatzes an der metamorphen Kieslagerstätte *Bayerland* in der Oberpfalz zu beobachten. Eine ursprünglich sedimentäre Pyritlagerstätte mit Cu, Pb, Zn und Sb hat nach A. MAUCHER bei einer Dynamometamorphose und einer Kontaktmetamorphose eine Umwandlung zu Magnetkies und hochtemperierten Cu-, As- und Sb-Erzen erfahren.

Schwefelkies von rein sedimentärer Herkunft liegt in den schon erwähnten Alaunschiefern vor. Wirtschaftlich wichtiger ist der Schwefelkies in den Kohlen, kurz *Kohlenkies* genannt. Er erscheint in Form feiner Körnchen in der Kohle und in den ihr beigemengten Tonbestandteilen, als Zellenfüllung im Fusit und als Beläge der Kohlenklüfte. Der Schwefelwasserstoff stammt aus der Zersetzung organischer Substanz unter Luftabschluß, wie dies für die Bedingungen der Torf- und Faulschlammenstehung kennzeichnend ist. Man gewinnt diesen Schwefelkies in zunehmendem Umfang in den Kohlenwäschern des Ruhrgebiets, deren Kohle bis 5%  $\text{FeS}_2$  enthält, ferner im Helmstedter Braunkohlenrevier, wo alljährlich 30.000 to Kies anfallen. Bedeutender noch ist die Kiesgewinnung im Moskauer Kohlenbecken. Der Kohlenkies ist wegen seiner Reinheit für Schwefelsäureherstellung sehr geeignet.

Wichtige Produzenten von Schwefelkies sind Spanien, Norwegen, Italien, die UdSSR, Korea und Cypern.

*Literatur:* Les réserves mondiales de syrite, Int. Geol. Congr. Madrid 1926.

### III. Buntmetalle

#### 1. Kupfer

Erzminerale:	ged. Kupfer Cu	100% Cu	D = 9
	Kupferglanz $\text{Cu}_2\text{S}$	80% Cu	D = 5,5
	Kupferindig CuS	66% Cu	D = 4,5
	Bornit (Buntkupfererz) $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$	60% Cu	D = 5
	Kupferkies $\text{CuFeS}_2$	34% Cu	D = 4
	Enargit $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$	48% Cu	D = 4,5
	Rotkupfererz (Cuprit) $\text{Cu}_2\text{O}$	89% Cu	D = 6
	Malachit $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu(OH)}_2$	57% Cu	D = 4
	Azurit (Kupferglazur) $2 \text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu(OH)}_2$	55% Cu	D = 4

Die untere Bauwürdigkeitsgrenze von Kupfererz ist sehr verschieden, je nach der Größe der Lagerstätte und der Art des Erzes. Bei kleinen Lagerstätten in Mitteleuropa ist 2,5% die untere Grenze, in SO-Europa 5–6%. Sehr große Lagerstätten aber werden mit 1% Cu und weniger abgebaut. (Die „Porphyries“ der westlichen USA enthalten 0,7–1% Cu, Rio Tinto 1–2%, der niederschlesische

Kupfermergel knapp 1% Cu.) Aus Cu-haltigem Schwefelkies kann das Metall leichter gewonnen werden als aus gemischten Metallsulfiden. Oxydische, säurelösliche Erze (Cuprit, Malachit) sind günstig, Kieselkupfer ungünstig. Als schädliche Bestandteile im Kupfererz gelten Bi (bis 0,5%), As (bis 2%), Sb (bis 1%), Zn (bis 10%).

Die maßgebliche geochemische Eigenschaft des Kupfers ist seine große Affinität zum Schwefel. Das bewirkt, daß die Lagerstättentypen des Kupfers denen des Schwefelkieses weitgehend entsprechen, ja mit ihnen vielfach unmittelbar zusammenfallen. Wir finden Cu in den liquidmagmatisch-pneumatolytischen Sulfidschmelze, in pneumatolytischen und vor allem in heiß- und mittelthermalen Gängen und Imprägnationslagerstätten und in sulfidhaltigen Sedimenten vom Alaunschiefertypus.

Ein besonders Verhalten zeigt das Kupfer bei den Verwitterungsvorgängen infolge des Umstandes, daß es leicht in schwefelsaure Lösung geht, aber andererseits — als relativ edles Metall mit hohem Potential — auch leicht sulfidisch wieder ausgefällt wird. Wir haben daher häufig ausgelaugte Oxydationszonen und sehr reiche Cu-Zementationszonen. Wenn aber im Oxydationsbereich *primär Carbonate* vorhanden sind, dann setzt sich die  $\text{CuSO}_4$ -Lösung mit diesen sofort zu carbonatischem Kupfererz (Malachit und Azurit) um; *das Cu bleibt also in solchen Fällen in der Oxydationszone fixiert*. Das ist ein für die Beurteilung von Cu-Lagerstätten sehr wesentlicher Gesichtspunkt: zellig ausgelaugte Quarze und silikatische Nebengesteine mit Brauneisen und geringen Cu-Erzspuren lassen in der Tiefe eine bauwürdige Zementationsanreicherung sehr wohl möglich erscheinen. Malachit in Verwachsung mit carbonatischer Gangart oder kalkig-dolomitischem Nebengestein läßt keine wesentliche Metallverschiebung erwarten; der Cu-Gehalt der Proben der Oxydationszone wird auch für die tiefere sulfidische Zone gelten. Dabei ist zu beachten, daß die dünnen grünen Kluftbeläge wegen ihrer auffälligen Farbe leicht einen höheren Cu-Gehalt vortäuschen. Eingesprengter und eingewachsener Malachit ist günstiger.

Gewisse Rückschlüsse auf die Art der unterlagernden sulfidischen Erze lassen sich aus der Farbe und Form der Limonitaggregate in der Oxydationszone ziehen. Vor allem amerikanische Forscher (LOCKE, BLANCHARD und BOSWELL) haben das bei den Lagerstätten mit eingesprengten Sulfiden (den „porphyries“) unternommen. Darnach ist ziegelroter und gelber Limonit aus Pyrit entstanden, kastanienbrauner und dunkelbrauner Limonit aus reichen Kupfererzen, orange-farbiger Limonit speziell aus Bornit. Zellige Limonittexturen lassen auf ursprünglichen Kupferkies schließen; wenn die Zellen dreieckig umgrenzt sind, lag Bornit vor.

Unter den Zementationserzen ist Kupferglanz der wichtigste. Da aber dieses Mineral auch ascendent-hydrothermal gebildet sein kann, ist es wesentlich, die Bildungsart zu erkennen. Denn der zementative Kupferglanz wird auf die Zementationszone beschränkt bleiben, während der ascendente Kupferglanz als Reicherz auch in große Tiefen fortsetzen kann. Die Unterscheidung kann erzmikroskopisch getroffen werden. Bei niedriger Temperatur gebildeter Kupferglanz ist rhombisch; das ist das Zementationserz. (Er kann aber auch ascendent aus kühlen Lösungen unter 103 Grad C entstanden sein.) Bei höheren Temperaturen bildet sich hexagonaler Kupferglanz und, wenn CuS im Überschuß vorhanden ist, der „blaue isotrope Kupferglanz“, der auch Neo-Digenit heißt. Er zerfällt bei Abkühlung zum typischen „lamellaren Kupferglanz“.

S. S. SMIRNOW hat von russischen Lagerstätten beschrieben, daß unter relativ Cu-reicher Oxydationszone eine metallarme Auslaugungszone folgt und darunter erst die reiche Zementationszone.

Der hohe *Kupferkiesanteil der liquidmagmatischen Nickel-Magnetkieslagerstätten* war schon erwähnt worden. *Sudbury* liefert jährlich rund 130.000 t Kupfer. Eine große Nickel-Magnetkiessehliere mit viel Cu wurde in einem Gabbro auf der Halbinsel Kola erschlossen (*Montsche Gorsk*).

Rein *pneumatolytisch* sind die Turmalin-Quarz-Kupfererzgänge, von denen sich Vertreter in Süd-Norwegen, in *Monte Mulatto* (Südtirol), in Britisch Columbien und vor allem in Chile (unweit Santiago) finden.

Subvulkanische Erzstöcke dieser Mineralvergesellschaftung werden südlich von Santiago de Chile in der 2400 m hoch gelegenen *Braden Mine* gebaut. Um einen großen vulkanischen Einbruchskessel sind Andesitbreccien mit Eisenglanz, Turmalin, Kupferkies, Molybdenit, Bornit und Kupferglanz vererzt. 1935 wurden dort 5 Millionen Tonnen Erz zu 2,3% Cu gefördert.

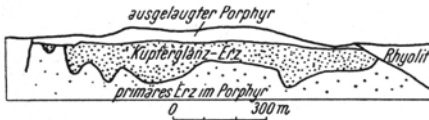


Abb. 75. Die sekundären Teufenzonen im disseminated ore von Ely, Nevada. (Nach W. LINDGREN.)

Die große Gruppe der *hydrothermalen* Kupfererzvorkommen, zu denen die wichtigsten Lagerstätten der Erde gehören, läßt sich bezüglich der Form einteilen in Imprägnationen, Derberzkörper und Gänge, bezüglich des Mineralinhalts in die Pyritkupferkies-Formation, die Kupfer-Arsen-Formation und die zeolithische Kupfererz-

formation; dazu kommt die nur in kleinen Ganglagerstätten vertretene quarzige und carbonspätige Kupfererzformation.

Zu den *pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangsbildungen* sind die seit mehreren Jahren in bergbaulicher Entwicklung stehenden Molybdänglanz-Kupferkies-*Imprägnationslagerstätten* Südrußlands zu rechnen. So sind im Transkaukasus bei *Agarak* junge Syenite in gerade noch abbauwürdigem Ausmaß mit Cu- und Mo-Erz imprägniert (0,6% Cu) und ebenso in der Steppe von Kasachstan bei Boschtschekul und Kounrad Quarzdioritporphyre. Es ist bei *Kounrad* der Granodioritporphyrstock, der in eine altpaläozoische Serie intrudiert ist, auf ein Areal von 20 qkm und eine Tiefe von 300 m verquarzt und mit Kupferkies, Pyrit, Tennantit und etwas Molybdänglanz imprägniert. Der Cu-Gehalt dieser Imprägnationen beträgt ungefähr 0,7–1,3%, der Molybdängehalt 0,02%, die wahrscheinliche Substanz einige Millionen Tonnen.

Nahe damit verwandt, aber von noch reiner hydrothermalen Charakter sind die berühmten „*Porphyries*“ oder „disseminated copper ores“, die vor allem in den westlichen Vereinigten Staaten, aber auch in Mexiko und Südamerika eine sehr große wirtschaftliche Bedeutung haben. Diese Imprägnationslagerstätten haben einige gemeinsame Merkmale: Sie sind gebunden an Stöcke von Granodiorit, Monzonit<sup>1</sup>, Monzonitporphyr u. dgl. Diese Gesteine und ihre Kontaktbereiche sind mit Kupferglanz, Bornit, Kupferkies und Pyrit durchsetzt. Dabei erscheinen diese Erzminerale nicht nur als feinverteilte Körnchen, sondern auch als Füllungen dünner Spaltennetze, so daß jeweils die ganze imprägnierte Gesteinsmasse abgebaut wird. Der Kupfergehalt ist niedrig und liegt um 1%. Dabei ist auch dieser Metallgehalt größtenteils das Ergebnis zementativer Anreicherungen, vielfach allerdings solcher aus früheren geologischen Epochen (Abb. 75). Das primäre Gestein, protore genannt, enthält meist nur 0,2–0,5% Cu. Bei manchen Lagerstätten (z. B. Ajo in Arizona) ist auch das primäre Erz bauwürdig. Die Oxydationszonen sind vielfach völlig ausgelaugt. Man hat diesen zelligen Auslaugungszonen in den vergangenen Jahren viel Aufmerksamkeit gewidmet, um

<sup>1</sup> Monzonit ist ein quarzfreier Syenit mit Orthoklas und Plagioklas.

aus der Art und der Form der Brauneisenrelikte zu erkennen, ob in der Tiefe Cu-Erzimprägnationen oder reine Pyritimprägnationen zu erwarten sind. T. S. LOVERING hat in Einzelfällen aus einem accessorischen Carbonatgehalt der Eruptiva auf metasomatische Erzkörper in einem verborgenen Kalk geschlossen. Das Carbonat sollte aus jenem Kalk in der Tiefe aufgenommen und mitgebracht worden sein. Ein weiteres gemeinsames Merkmal schließlich sind die großen Erzreserven, meist über 100 Millionen Tonnen betragend, welche bei tagbaumäßiger Gewinnung und großangelegter Flotation die Lagerstätten wirtschaftlich machen. Die wichtigsten Lagerstätten dieses Typus sind: Clifton-Morenci, Miami, Bisbee, Ajo, San Manuel (alle in Arizona) und Ely (Nevada).

Die größte Kupferlagerstätte der USA ist *Bingham* in Utah. Ein 1 qkm großes Areal eines Monzonitstockes ist unter starker hydrothormaler Beeinflussung mit Pyrit, Kupferkies, Bornit und Enargit imprägniert und descendent angereichert worden. Der Gehalt des heute gebauten Erzes beträgt 0,9% Cu. Die jährliche Kapazität beträgt 300.000 t metallischen Kupfers, die Erzvorräte werden mit 600 Millionen Tonnen beziffert.

Einen Übergang zwischen den Imprägnationslagerstätten und den Enargit-Gängen und Enargit-Stöcken bildet die große Lagerstätte von *Chuquibambilla* in Chile. Ruschelzonen eines Granodiorits, der in jurassischen Schichten intrudiert ist, sind reichlich mit Pyrit, Enargit und Quarz mineralisiert. Abgebaut wurde früher vor allem die 100 m mächtige Oxydationszone, welche durch ihren Gehalt an Atacamit, einem basischen Kupferchlorid, bemerkenswert ist. Dieses Mineral konnte sich unter den ariden Bedingungen der Wüste aus dem vom Meer eingewehten Salzstaub bilden. Das Arsen wurde aus der Oxydationszone völlig herausgelaugt. Derzeit wird das primäre Erz der Teufe aufgeschlossen. Die Vorräte der ganzen Lagerstätte betragen 200 Millionen Tonnen Erz zu 2% Cu.

Eine sehr eigenartige und genetisch noch nicht restlos geklärte Imprägnationslagerstätte der zeolithischen Kupferformation ist die von Michigan am *Oberen See*. Das oberste Algonkium (Keweenaw-Stufe) wird von einer 7000 m mächtigen Serie von basaltischen Lavadecken und Porphyrkonglomeraten gebildet. Die schaumigen Oberflächen der Lavadecken sind als Mandelsteine entwickelt, die mit gediegen Cu, Chlorit, Epidot, Calzit und Zeolithen mineralisiert sind. Sieben solche Haupthorizonte werden unterschieden. Ebenso ist ein Porphyrkonglomerat, das Calumet Konglomerat, mit gediegen Cu imprägniert. Die Entstehung ist umstritten. Teils wird ein (für basische Laven nicht ungewöhnlicher) primärer Kupfergehalt verantwortlich gemacht, der durch Lösungszirkulation angereichert worden sei, teils werden ascendente Thermallösungen aus einem unterlagernden Batholithen angenommen, aus denen durch den  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt der basischen Laven das Kupfer gediegen ausgefällt worden sei. Das Fördererz enthält im Durchschnitt 1% Cu. Die jährliche Produktion beläuft sich auf 40.000 t Metall.

Ähnlich, aber zweifellos vom Oberflächenvulkanismus abzuleiten, sind die kleinen Cu-Vorkommen in den Melaphyren der Nahe-Mulde (SW-Deutschland). Die porösen Teile der Lavadecken sind mit Kupfersulfiden, Achat und Zeolithen

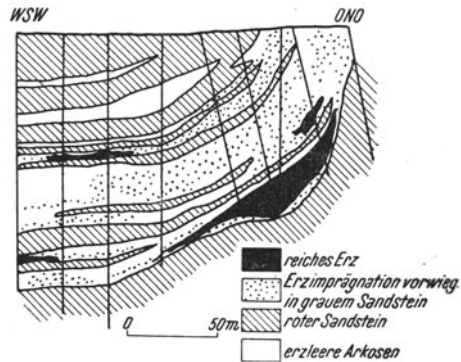


Abb. 76. Ausschnitt aus der Cu-Imprägnationslagerstätte von Dzeskasgan. (Vereinfacht nach I. N. NAKOVNIK.)

imprägniert. — Genetisch hierher gehört wahrscheinlich auch die metamorphe, an Grüngesteine geknüpfte Kupferlagerstätte mit Zeolithen von *Monte Catini*.

Zu den ascendenten Kupfererzimpregnationen in Sedimenten sind schließlich die für die Sowjetunion bedeutsamen Lagerstätten im Carbon von Kasachstan (*Džeskasgan*) zu rechnen. Eine 900 m mächtige Sandsteinserie ist vielfach mit Kupfersulfiden, wenig Bleiglanz, Fahlerz, Quarz und Baryt imprägniert, wobei die Imprägnationszonen große Linsen darstellen. Es werden 7 Haupterzhorizonte unterschieden. Die grauen Sandsteine sind wegen ihres kalkigen Bindemittels besser vererzt als die roten Sandsteine mit tonigem Bindemittel (Abb. 76). Der Cu-Gehalt beträgt 1,5%; die Vorräte werden mit 3,6 Millionen Tonnen Metall angegeben. Die vererzte Fläche umfaßt 100 qkm.

Im Balkangebirge West-Bulgariens sind verschiedentlich mesozoische Sedimente im Mantel großer Antiklinalen und in der Nähe von Störungen apomagmatisch mit Sulfiden imprägniert. So ist in *Plakalnica* der Triaskalk mit Körnchen und Äderchen von Pyrit, Bornit, Bleiglanz und Zinkblende durchsetzt. Der kleine und oft unterbrochene Bergbau hat bisher 700.000 to Erz zu 4% Cu geliefert.

Die schon beim Schwefelkies erwähnte Lagerstätte von *Maidanpek* in NO-Serbien hat sich nach dem zweiten Weltkrieg auch als bedeutende Kupferimpregnationslagerstätte erwiesen. Der oberkretazisch-tertiäre Andesit ist unterhalb seines schwefelkiesführenden kaolinisierten Randbereiches breccios zerbrochen, verkieselt und mit Kupferkies imprägniert und von Kupferkiesäderchen durchtrümmert. Nach M. DONATH ist diese massivinnere, tiefere Lage der Kupfervererzung darauf zurückzuführen, daß die Lösungen an der Kaolinisierungszone gestaut wurden. Das Kupfererz von Maidanpek enthält 1% Cu und die Vorräte sind groß.

Am östlichen Ende derselben kretazisch-tertiären Andesitzone der Subbalkanisch-Pontischen Kupferprovinz liegt die Lagerstätte von *Murgul* nahe der Schwarzmeerküste der nordöstlichen Türkei. Hier ist ein Dazit auf einige hundert Meter verkieselt und von Kupfererztrümmern durchzogen. Das Erz hat im Mittel 2% Cu und wird in Annäherung an die randliche Kaolinisierungszone reicher, um dann plötzlich im Gehalt abzufallen.

Eine andere Form der hydrothermalen Kupfererzlagerstätten ist die der *kompakten Erzkörper*. Teils sind es heißthermale Bildungen, die sich ihren Raum durch Metasomatose der Silikate geschaffen haben, teils unregelmäßige Hohlraumfüllungen oder vererzte Ruschel- und Breccienzonen. Nicht selten treten die Erzkörper gerade in basischem Nebengestein auf, weil offenbar deren Eisenverbindungen die Ausfällung der Kupfersulfide begünstigen. Ein Teil der Vorkommen ist vielleicht auch gabbroider Abkunft.

Eine der größten europäischen Kupferlagerstätten ist *Outokumpu* in Ostfinnland. Im archaischen Grundgebirge liegen stark gestörte und metamorphe Serpentinstöcke und neben diesen der große Erzkörper (Länge über 3,5 km, Breite 300 m, Mächtigkeit 1–17 m). Das Erz besteht aus Pyrit, Kupferkies, Magnetkies und etwas Zinkblende mit einem durchschnittlichen Gehalt von 4% Cu, 0,8% Zn, 0,2% Co und 0,1% Ni. Aus der jährlichen Förderung von 600.000 to Erz werden 15.000 to Kupfer und 150.000 to Flotations-Pyrit gewonnen. Die nachgewiesene Erzsubstanz beträgt 20 Millionen Tonnen.

Ein mächtiger flach liegender Derberzkörper von Pyrit und Kupferkies — bei 12% Cu — ist *Ergani Maden* in der südöstlichen Türkei. Das Erz liegt zwischen oberkretazischen Diabasen und roten Schiefern und ist nach H. BORCHERT als eine submarine Exhalationslagerstätte zu deuten. Auf Grund der accessoriischen Erze von hoher Bildungstemperatur hat P. DE WIJKERSLOOTH die Lager-



stätte als epigenetisch-hydrothermal aufgefaßt. Die Jahresförderung von Ergani enthält rund 15.000 to Kupfer.

Heißthermale Cu-haltige Schwefelkieslinsen sind häufig im metamorphen Grundgebirge Skandinaviens. Die altbekannte Lagerstätte von *Falun* in Schweden hat im Laufe von 600 Jahren mehr als eine halbe Million Tonnen Kupfer geliefert, ist aber heute von geringer Bedeutung. Die kupferreichen Kieslagerstätten des Rörös-Typus in Norwegen wurden schon auf Seite 86 besprochen.

Schwefelkiese mit 2—4% Cu werden im *Nordural* bei Krasnouralsk und Kirowgrad, im *Südural* bei Bljawa und Baimak-Tanalyk abgebaut.

Zu den Cu-reichen pyritischen Derberzkörpern gehört auch die große Lagerstätte der *United Verde Mine* in Arizona (Fördererz zu 5% Cu, Jahresproduktion 30.000 to Cu). Es handelt sich um die reicheren Partien eines schräg einfallenden, bis auf 1000 m Tiefe verfolgten, schlotförmigen Kiesstockes. Dies ist eine alte, wahrscheinlich präcambrische Lagerstätte des an jüngeren Kupfererzen so überreichen Gebietes von Arizona.

Einige wichtige Verdängungslagerstätten gehören der *Kupfer-Arsen-Formation* an, die mit ähnlichem Mineralbestand imprägnationsbildend in Tintic und Chuquicamata und gangbildend in Butte erscheint. Das Leiterz dieser Formation ist der *Enargit*.

Hierher gehört eine Reihe sehr großer südamerikanischer Lagerstätten, die nicht nur Kupfer, sondern auch reichlich Silber liefern: *Cerro de Pasco* in Peru, *Morococha* in Peru, *Famatina* in Argentinien u. a. m. Alle diese Lagerstätten sind Produkte des jungen Dazit-Andesitvulkanismus der Kordilleren.

Die auch hier einzuordnende *Tsumeb Mine* in SW-Afrika baut auf einem steil stehenden, bis 460 m in die Tiefe verfolgten linsenförmigen Erzkörper, welcher durch die Verdrängung von Dolomit und Quarzit entstanden ist. Das reiche primäre Erz besteht aus Hochkupferglanz, Enargit, Pyrit, Bleiglanz und Zinkblende. Besondere Gehalte von Cadmium, Vanadium und Germanium sind auffallend. Die reichen Oxydations- und Zementationserze herrschen bis 130 m Tiefe vor, ummanteln aber auch weiter unten den Erzkörper an seinen Grenzen gegen das Nebengestein.

Mineralogisch einfacher sind die subvulkanischen Enargit-Kupferglanz-Pyrit-lagerstätten Südost-Europas. Hier ist in erster Linie *Bor* in Ost-Serbien zu nennen. Die Lagerstätte liegt in einem großen Andesitmassiv, das zum Teil oberkretazisches, zum Teil aber tertiäres Alter hat. Der Andesit ist von Propylitisierungszonen durchzogen, welche einige 1000 m lang und einige 100 m breit sind. Es handelt sich dabei um eine pyritische Propylitisierung, die in nächster Nähe der Erzkörper bis zur völligen Kaolinisierung und Verkieselung der Eruptiva fortgeschritten ist. An der Kreuzungsstelle zweier Propylitisierungszonen liegt die Lagerstätte. Oberflächlich sind die drei großen Erzkörper durch Hügel aus gelbrotem, limonitischem Zellenquarz gekennzeichnet. Das Erz, insbesondere das Kupfer, ist aus ihnen völlig ausgelaugt, während ein kleiner restlicher Goldgehalt schon zu römischem Bergbau Anlaß gegeben hatte. Diese ausgelaugte quarzige Oxydationszone ist 35—50 m mächtig. Der Hauptsulfidierkörper, der Čuka Dulkan, ist 300 m lang, 130 m breit und setzt ca. 150 m tief. Er besteht aus Pyrit, Enargit und Covellin mit einem mittleren Gehalt von 5% Cu und 4 g Au/to. — Das Cu ist aber im Kies ungleichmäßig verteilt. Mit der Tiefe treten Enargit, Covellin und Kupferglanz zurück, Kupferkies nimmt zu. Ähnlich zusammengesetzt, aber reicher an Kupferglanz, ist der Erzkörper der Tilva Mika. Durch geoelektrische Untersuchungen (Methode Schlumberger) wurde der große Schwefelkieskörper von Tilva Rosch mit nur 1—2% Cu gefunden. Das Erz dieser Körper grenzt zum Teil mit einem Kluftletten, der aus zerriebenem Propylit

entstanden ist, gegen das Nebengestein. Am Rande der Hauptlagerstätte von Bor liegen einige enargitische Gangvorkommen. Die Jahresproduktion von Bor beträgt 600—700.000 to Erz aus dem 30—40.000 to Cu und 2000 kg Gold gewonnen werden.

Ein stark verkleinertes Modell von Bor ist *Panagjurište* in Mittelbulgarien, dessen pyritisch-energitische Erzkörper an kaolinisierte oberkretazische Andesite gebunden sind.

Bor und Panagjurište sind Glieder der vorerwähnten fast 1000 km langen Subbalkanisch-Pontischen Kupferprovinz.

Im griechisch-serbischen Grenzgebiet Mazedoniens werden bei Dudice paläozoische Sedimente von tertiären Andesiten durchbrochen. Die letzteren sind von einer offenbar oberflächennahen Propylitisierung und verstreuten Enargitvererzung erfaßt worden, welche nach G. HIESSLEITNER an die peripheren Vorkommen von Bor erinnert und darum beschürfwert ist.

Auch unter den *Kupferganglagerstätten* spielt die Enargit-Formation eine maßgebliche Rolle. Die größte von ihnen ist das System des Anaconda-Ganges von *Butte* in Montana. Er liegt in einem der kretazisch-tertiären (laramischen) Granite, welche die reiche Metallisation der westlichen Vereinigten Staaten im Gefolge hatten. O—W verlaufende Gänge von 10—30 m Mächtigkeit und bis 10 km Länge werden durch schwächer vererzte NW- und NO-Spalten verworfen. Das Erz ist derber Pyrit mit Enargit, Kupferglanz, Bornit und Fahlerz. Einzelne Adelszonen reichen bis 1200 m Tiefe. Dabei enthält der Mittelabschnitt des Gangsystems die meisten Kupfererze, daran schließt sich beiderseits eine Kupfer-, Zink- und Silberzone an und an den beiden Enden wiegen Zink, Silber- und Manganerze vor. Es ist dies ein Beispiel für zonale Verteilung innerhalb eines und desselben Gangsystems. — Das Fördererz enthält 4—5% Cu und 56 g Ag/to. Die Kupferproduktion hat in einzelnen Jahren bis zu 150.000 to Metall erreicht, war aber starken Schwankungen unterworfen. Die Vorräte betragen 1 Million Tonnen Kupfer. Daneben wurden in den letzten Jahren etwa 130 Millionen Tonnen eines 1%igen Imprägnationserzes gefunden.

Die *Magma Mine* bei Superior (Arizona) baut einen 14 m mächtigen Bornitgang, der eine Verwerfungszone füllt. Die verworfenen Schichten gehören dem Paläozoikum an, die Vererzung wiederum dem laramischen Vulkanismus. Der Bergbau reicht bis 1300 m tief.

Gänge der Pyrit-Kupferkiesformation und der quarzigen Kupfererzformation sind in plutonischen und in vulkanischen Erzgebieten nicht selten und werden auch oft in kleineren Betrieben abgebaut. Sie geben aber niemals große Lagerstätten. Auch sind bisweilen nur die Zementationszonen bauwürdig. Zu den Gängen dieser Art gehören die von *Kuvarshan* nördlich von Täbris.

Auch die Gänge der carbonspätigen Kupfererzformation haben keine allgemeine wirtschaftliche Bedeutung. Diese Gänge führen gewöhnlich Siderit, Ankerit, Quarz, Kupferkies, Pyrit und geringe Mengen von Co- und Ni-Arseniden. Sie treten fast immer im Rahmen größerer Eisenspatbezirke auf und sind mit den Spatgängen durch alle Übergänge verbunden. So werden einzelne Gänge im Siegerländerbezirk und im Slowakischen Erzgebirge (bei Kotterbach) auf Kupfererz gebaut. Überall ist der Kupferkies auf die höheren Teufen beschränkt.

Eine reine Kupferlagerstätte dieser Art, die aber regional auch in die metasomatische Sideritzzone der nördlichen Ostalpen gehört, liegt unter der *Mitterberger Alpe* bei Mühlbach in Salzburg. Der O—W streichende Hauptgang ist ein der steilen Transversalschieferung folgender Gang in Schiefen der Grauwackenzone. Er ist 2 km lang und örtlich bis 2 m mächtig. Die Füllung ist Ankerit, Quarz, Pyrit und Kupferkies neben geringen Mengen arsenidischer Erze.

Die Erzminerale sind in mehreren, durch den Zerkleinerungsgrad unterscheidbaren Generationen eingedrungen. Im überlagernden Werfener Schiefer, der ein plastisches Gestein ist, zeigen sich an Stelle der Gänge nur dünne Ankeritschnüre. Früher enthielt das Haufwerk über 3% Cu, in den letzten Jahren zwischen 1,5 und 2%. Die Jahresproduktion liegt bei 70.000 to Erz. Das Erz wurde schon zur Keltenzeit abgebaut.

Die Kupferlagerstätten, die im *sedimentären Abschnitt* des Kreislaufs der Stoffe gebildet wurden, sind durch die leichte Löslichkeit und die leichte Wiederausfällbarkeit der Cu-Verbindungen bestimmt.

Noch in deutlicher Beziehung zur Verwitterung vorhandener magmatogener Lagerstätten stehen die *Cu-Vorkommen der „ariden Konzentration“* oder „Red bed-Lagerstätten“, wie sie in Amerika genannt werden. Ihre Ausbildung ist überall die gleiche: In den roten Sandstein- und Schieferformationen, die im ariden und semiariden Klima gebildet wurden, liegen Sandsteinhorizonte, welche mit Kupferglanz, Bornit oder Malachit imprägniert sind; bevorzugt sind Bänke und Knollen dolomitischer Oberflächenkalke und Pflanzenreste vererzt. An den letzteren ist immer wieder zu beobachten, daß der Kupferglanz die unverdrückten Holzzellen erfüllt, woraus hervorgeht, daß die Mineralisation vor der diagenetischen Zusammenpressung, also in einem frühen Stadium erfolgt war. Die Asche der in solchen Schichten liegenden Kohlenflöze ist oft sehr Cu-reich, doch bildet sich daraus bei der Verhüttung leicht silikatisches Kupfer, das nicht verwertbar ist. Eingelagerte dunkle bituminöse Schieferhorizonte pflegen Kupferkies und Bornit neben Pyrit in feinsten Verteilung zu führen. Neben Cu erscheint in den Red bed-Lagerstätten bisweilen Pb, U, V; die beiden letzteren Elemente meist im Mineral Carnotit. Die Lagerstätten dieser Gruppe sind sehr absätzig, so daß die örtlich oft guten Metallgehalte nur für kleine und kurzfristige Betriebe eine Grundlage geben.

Die Entstehung dieser Lagerstätten in Bezug auf die Frage, ob sie aus ascendenten oder descendenten Lösungen gebildet worden sind, war und ist zum Teil auch heute noch umstritten. Unverkennbar steht fest, daß die Kupfererze an den Stellen, wo sie heute liegen, sekundär infiltriert und eingedrungen sind. Primär-sedimentär sind höchstens die winzigen Kupfersulfidpartikel in den schwarzen Tonschiefern. Unverkennbar ist ferner eine häufige Beziehung des Metallgehalts zu Verwerfungsklüften. Auch örtliche Bleichung der unmittelbar angrenzenden roten Schichten zu grau-grünen kommt vor. Dennoch spricht vieles gegen eine hydrothermale Entstehung: die Horizontbeständigkeit oder zumindest die Bindung an die aride Fazies, das Fehlen typisch hydrothermalen Erze und Gangarten, vor allem des Quarzes, und eine oft erkennbare Beziehung zu umliegenden älteren Kupferlagerstätten.

Man vertritt daher zumeist die Auffassung, daß das Cu aus der Abtragung umliegender Lagerstätten stammt und teils als feinverteilter Erzdetritus, größenteils aber in konzentrierten Verwitterungslösungen in die sich anhäufenden Sedimente der ariden Wannen hineingeschleppt wurde, dortselbst wegen des Trockenklimas nicht sonderlich verdünnt wurde und dann aus den zirkulierenden Grundwässern örtlich epigenetisch ausgefällt wurde. Die Ausfällung aus den Sulfatlösungen wurde durch reduzierende pflanzliche Substanz begünstigt, so daß Sulfide entstanden. Auch vorhandener sulfidischer Erzdetritus übt eine Keimwirkung aus. In kalkig-dolomitischen Sandsteinen bildete sich Malachit. Wo Sulfider in Dolomit auftritt, ist dies nach J. W. FINCH durch „vagabundierenden Schwefelwasserstoff“ zu erklären, der aus der Zersetzung organischen Materials stammt. Nur die dunklen Kupferschiefer enthalten direkt chemisch-sedimentäres Erz. Die Grundwasserzirkulation und damit die Metallverschiebungen dürften auch

noch lange Zeit nach der Ablagerung gewirkt haben, so daß ein gelegentlicher Einfluß von Verwerfungsspalten erklärbar wird.

Am deutlichsten konnten die unmittelbaren Beziehungen zwischen abgetragenen Cu-Lagerstätten des umgebenden Grundgebirges und Cu-Vorkommen der ariden Rotliegendensedimente im *schlesisch-böhmischen Grenzgebiet* festgestellt werden. Das östliche und südliche Riesengebirge ist reich an kleinen ascendenten Kupfererzlagern, die von dem oercarbonischen Granitplutonismus abstammen. Das Rotliegende am Südfuß und Ostfuß des Gebirges enthält zahlreiche kleine Red bed-Lagerstätten; am Nordfuß liegt der sedimentäre Kupfermergel

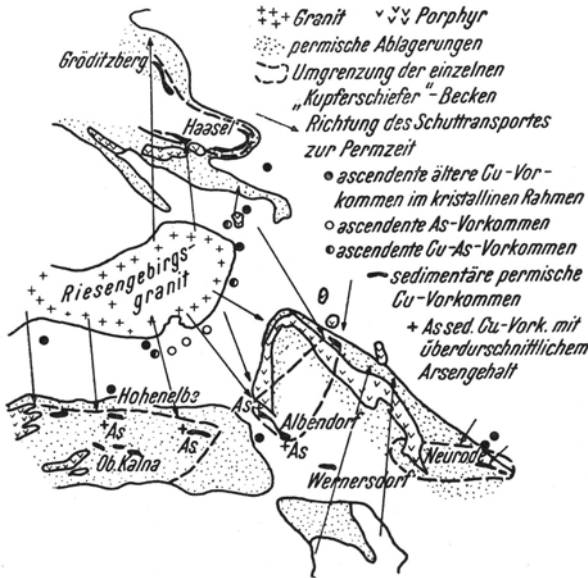


Abb. 77. Beziehungen zwischen As-haltigen Cu-Vorkommen im niederschlesisch-böhmischen Perm und den älteren umliegenden Cu-As-Gängen. Nach W. E. PETRASCHECK.)

gerweise konnten gerade in denjenigen rotliegenden Cu-Schiefen und Cu-haltigen Kohlenflözen, die im Bereich der riesengebirgischen Zufuhr liegen, Gehalte von 0,07–0,7%  $\text{As}_2\text{O}_3$  nachgewiesen werden, während die aus den anderen Rahmengebieten belieferten Brandschiefer die normalerweise üblichen Gehalte von 0,02–0,03%  $\text{As}_2\text{O}_3$  zeigten. Es spricht also alles dafür, daß das Red bed-Kupfer aus dem Riesengebirge kommt und nicht eine hydrothermale Bildung des oberrotliegenden Porphyry-Melaphyr-Vulkanismus ist.

An der Grenze von Saargebiet und Lothringen wurden Cu-Imprägnationen im Buntsandstein abgebaut. Red bed-Lagerstätten liegen in der Trias bei Manchester. Der permische Sandstein des westlichen *Ural-Vorlandes* enthält ausgedehnte Imprägnationshorizonte mit 2–6% Cu. Der Kupfergehalt nimmt mit zunehmender Entfernung vom Ural, welcher das Herkunftsgebiet ist, ab. Die Erze wurden früher verhüttet.

In den westlichen Vereinigten Staaten (Utah, Colorado, Arizona, New Mexiko) ist eine mächtige Schichtfolge von Oercarbon bis zum Jura als Rotsandsteinserie entwickelt. In verschiedenen Stufen derselben erscheinen Red bed-Cu-Lagerstätten

des unteren Zechstein. Die Geröllführung und die aus der Kreuzschichtung der Rotliegendensedimente ermittelte Schüttungsrichtung lassen erkennen, daß die Gebiete der sedimentären Cu-Vorkommen aus den Gebieten der etwas älteren ascendenten Cu-Vorkommen beliefert worden sind (Abb. 77). Beweisend für diesen Zusammenhang ist der Arsengehalt der sedimentären Cu-Erze. Unter den ascendenten Rahmenlagerstätten des Riesengebirges treten nämlich neben den Kupfergängen zahlreiche Arsenkiesvorkommen auf, welche einer magmen-näheren Teufenstufe verkörpern (siehe auch Abb. 31, S. 27). Auffälligerweise

ten, deren Metallgehalt wahrscheinlich aus den umgebenden Grundgebirgsauftragungen herzuleiten ist.

Ein *marines biochemisches sulfidisches Erzsediment* ist der *mitteldeutsche Kupferschiefer*. Er ist eine Meeresablagerung des unteren Zechstein. Sein Liegendes ist entweder das geringmächtige Zechsteinkonglomerat oder unmittelbar das kontinentale Oberrotliegende, welches in diesen Fällen gebleicht ist und darum „Weißliegendes“ genannt wird. Der Kupferschiefer selbst ist eine höchstens einen halben Meter dicke Schicht von schwarzem, dünnsschichtigem Mergelschiefer, der in feinsten Verteilung winzige Sulfidkörnchen enthält. Die Punktanhäufungen von Schwefelkies werden von H. SCHNEIDERHÖHN als „vererzte Bakterien“ auf-

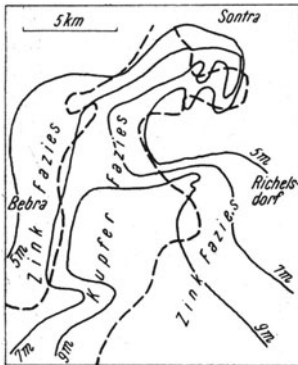


Abb. 78. Mächtigkeitskurven des unteren Zechstein und Grenzen der Metallverteilung im Kupferschiefer des Richelsdorfer Gebirges. Das Bild zeigt die Bindung der Kupferfazies an die tieferen Becken. (Nach G. RICHTER.)

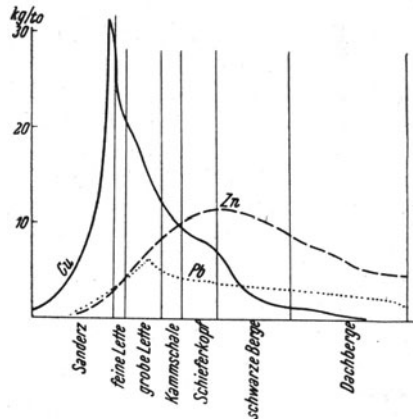


Abb. 79. Verteilung des Metallgehaltes im Kupferschieferprofil von Richelsdorf. (Nach G. RICHTER.)

gefaßt, d. h. also als die sulfidischen Stoffwechselprodukte der desulfurierenden Bakterien im Faulschlamm. Der Kupferschiefer ist in einem gesonderten Meeresteil mit geringer Sauerstoffzufuhr, also in einem Schwarzmeer-Milieu entstanden.

Der Kupfergehalt des unteren Zechsteins reicht in ost-westlicher Richtung von Niederschlesien bis an den Rand der Rheinischen Masse (600 km) und in süd-nördlicher Richtung vom Thüringer Wald bis in die Norddeutsche Tiefebene (200 km), aber er ist keineswegs überall bauwürdig. In den küstennahen Gebieten (Rand der Sudeten und der Rheinischen Masse) ist an Stelle des Schiefers kalkiger Kupfermergel entwickelt.

Der eigentliche Kupferschiefer wird in der *Mansfelder Mulde* (mit durchschnittlich 16 kg Cu pro Quadratmeter Lagerstättenfläche), bei Sangershausen am Südharz (mit 18 kg/qm) und bei Richelsdorf in Hessen (mit 20 kg/qm) abgebaut. Neuere paläofazielle Studien haben gezeigt, daß der Metallgehalt stark vom Relief des Meeresbodens zur Unterzecheinsteinzeit abhängig ist. Die kupferreiche Fazies fällt mit den randnahen Senkungstreifen zusammen, die zinkreiche mit den seichteren Meeresteilen (Abb. 78). Im Verlaufe der allmählichen Auffüllung der Senken, also der Verflachung des Meeres, nahm der Cu-Gehalt ab, der Zn-Gehalt zu, was sich im reziproken Verhalten des Cu- und des Zn-Anteiles der tieferen und höheren Kupferschieferlagen zu erkennen gibt (Abb. 79).

Im einzelnen unterscheidet man in *Mansfeld* und in *Richelsdorf* folgende Lagen des Kupferschieferflözes:

Dachberge	12—17 cm
Schieferkopf	6—10 cm
Kammschale	3— 4 cm
grobe Lette	4— 6 cm
feine Lette	3— 5 cm
Weißliegendes mit Sanderz	

Bauwürdig sind meist nur Lette und Kammschale, bei Richelsdorf auch das Sanderz, welches ein mit Kupferkies imprägnierter, gebleichter Rotliegendesandstein ist.

In mineralogischer Hinsicht besteht der feine Sulfidgehalt, der „Speise“ genannt wird, aus Buntkupfererz, Zinkblende, Kupferglanz, Pyrit, Bleiglanz und gediegen Silber. Die Sulfidkorngröße beträgt vielfach nur Hundertstel Millimeter, manchmal auch wenige Millimeter. Die chemisch-mineralogische Zusammensetzung des Kupferschiefers ist 50% Quarz + Serizit, 25—30% Kalk + Dolomit, 10% Sulfide und 10% Bitumen. Der Metallgehalt ist recht mannigfaltig: 2—3% Cu, 2,5% Fe, 0,9% Pb, 0,05% V, 0,018% Mo, 0,016% Ag; ferner geringe Mengen von Ni, Co u. a. m.

Das Erz des Kupferschiefers wird heute von den meisten Forschern als sedimentär-syngenetisch angesehen. Man nimmt an, daß der Metallgehalt aus der Abtragung der variscischen Lagerstätten des Harzes, der Rheinischen Masse des Erzgebirges und der Sudeten stammt, wobei die Verwitterungslösungen zum Teil direkt in das Zechsteinmeer gelangten, zum Teil auch schon vorher zur Rotliegendzeit in den Sanden aride Anreicherungen bewirkt hatten, die dann vom transgredierenden Meere aufgenommen wurden. So sehr diese Deutung dem paläogeographischen, dem faziellen und dem erzmikroskopischen Tatbestand gerecht wird, so gibt doch die große Metallmenge, die insgesamt im Kupferschiefer vorhanden ist — allein in der durch Bergbau und Bohrungen bekannten Lagerstättenfläche sind insgesamt 8 Millionen Tonnen Kupfer errechnet — zu Bedenken Anlaß. Nach E. MESSER sind im ganzen Kupferschieferbecken, also einschließlich der bergwirtschaftlich unbauwürdigen Teile, 34 Millionen Tonnen Kupfer enthalten. Dennoch hält dieser Verfasser den Transport dieser Metallmenge zur unteren Zechsteinzeit in das Becken für möglich, wenn man einen Kupfergehalt der Flußwässer von 120—240 g Cu/Liter annimmt.

Bisweilen ist auch eine epigenetisch-hydrothermale Entstehung des Kupferschiefererzes behauptet worden. Diese Ansicht stützt sich besonders auf die Erscheinung, daß der Schiefer gelegentlich von Störungsklüften durchsetzt wird, welche nach Art dünner Gänge mit Speiscobalt, Calzit, Baryt und sulfidischem Kupfererz erfüllt sind, und daß der Metallgehalt des Schiefers sich in Annäherung an diese sogenannten „Kobaltrücken“ ändert. Ferner sind unter dem Mikroskop Verdrängungsstrukturen von Erz gegenüber den Calzitkörnchen und von den Sulfiden untereinander festgestellt worden. Es ist aber zutreffender, nur die Kobaltrücken als hydrothermale Bildungen aufzufassen, von denen ausgehend die Lösungen auch örtliche Metallverschiebungen im Schiefer bewirkt haben. Die gelegentlichen metasomatischen Mikrostrukturen können bei der Diagenese entstanden sein. Die oben kurz erwähnten, von G. RICHTER sehr ausführlich erfaßten Beziehungen zwischen dem Relief des Meeresbodens und dem Metallgehalt des Kupferschiefers sprechen eindeutig für die syngenetisch-sedimentäre Ausfällung des Erzes.

Die durchschnittliche Jahresförderung des Kupferschieferbezirkes liefert 25.000 to Kupfer, 130 to Silber und 50 to Molybdän.

Als eine Randfazies des Kupferschiefers ist der in den Jahren 1938–43 aufgeschlossene Kupfermergel von *Haasel-Gröditzberg* bei Goldberg in Niederschlesien anzusehen. Im marinen unteren Zechstein, nahe seiner verzahnten Grenze gegen hellroten kontinentalen Zechsteinsandstein, liegt der 1,6–2,8 m mächtige Kupfermergel, der selbst aus einer Wechsellagerung von 7 dunklen Cu-reichen tonigen Bänken und 7 hellen, Cu-armen, kalkigen Bänken zu je 10–20 cm Mächtigkeit besteht. In Haasel beträgt der Cu-Gehalt der Gesamtschicht 0,8%, in Gröditz bei Goldberg bei geringerer Mächtigkeit 1,5%. Mächtigkeit und Metallgehalt scheinen nachträglich von großen streichenden Verwerfungen beeinflusst worden zu sein, deren Lage und Sprunghöhe unter der jüngeren Bedeckung aus den Tiefbohrungen nur ungefähr erschlossen werden kann. Im Durchschnitt fallen auf 1 qm Lagerstättenfläche in Haasel 20 kg, in Gröditzberg ca. 30–50 kg Cu. Über dem Kupfermergel liegt der Bleimergel, der im Mittel 1,5% Pb und 0,3% Cu enthält und durch vererzte kleine Korallen gekennzeichnet ist. Die Schichtfolge ist aus nachstehender Aufstellung zu ersehen:

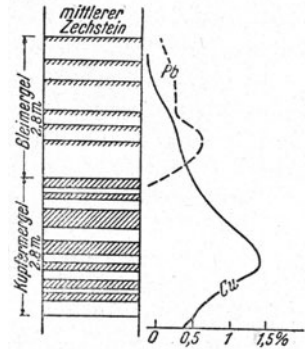


Abb. 80. Profil durch den Kupfermergel des unteren Zechstein von Haasel in Niederschlesien. Schraffiert: Tonmergel, weiß: Mergelkalk. (Nach O. EISENTRAUT.)

Haasel		Gröditz	
Bleimergel	2,9 m	Bleimergel	2,0 m
Kupfermergel	2,8 m	Kupfermergel	1,6 m
Rotfleckenmergel	2,8 m	Rotfleckenmergel	1,5 m
Basalkalk	3,5 m	Basalkalk	fehlt zum Teil
Grenzkonglomerat	1,0 m	Grenzkonglomerat	1,0 m
Rotliegend		Rotliegend oder Phyllit	

Mineralogisch besteht das primäre Erz aus winzigen Körnchen von Bornit, Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz. Dabei nimmt ähnlich wie in Mansfeld der Cu-Gehalt nach oben ab, der Pb-Zn-Gehalt zu (Abb. 80). Durch die Einwirkung descendenter Lösungen ist ein Teil des Bornits in Kupferkies, ein anderer Teil in Kupferglanz umgewandelt worden. Die roten Flecken der Mergel sind durch den Zustrom sauerstoffhaltigen Wassers entstanden; sie sind nicht ganz horizontbeständig und ihr Erscheinen geht meist mit einer Verarmung des Cu Hand in Hand. Die chemische Gesamtzusammensetzung des schlesischen Kupfermergels ist: 20–25% CaO, 34% SiO<sub>2</sub>, 12% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,7–1% organ. C. Mit hinreichendem Kupfergehalt ist der Mergel westwärts bis Bunzlau erbohrt worden. Nach dem Krieg haben Bohrungen im Sudetenvorland bei *Glogau* (Głogów) an der Oder einen hohen Cu-Gehalt dieses Zechsteinmergels nachgewiesen. Die Metallvorräte der Haasel-Gröditzberger Mulde betragen über 2 Millionen to Kupfer.

Ähnlich ausgebildete kalkige Kupfermergel von geringem wirtschaftlichen Interesse liegen bei Thalitter am Ostrand der Rheinischen Masse.

Es verbleibt noch, den größten Kupferdistrikt der Erde zu besprechen, der bezüglich sedimentärer oder hydrothermaler Entstehung völlig widersprechend beurteilt wird: *Nordrhodesien und Katanga*<sup>1</sup>. Über einem archaischen Grund-

<sup>1</sup> Diese Diskussion ist in einem Heft der Chronique des Mines d'Outre-Mer, No 263, Paris 1958, übersichtlich dargestellt.

gebirge mit alten Granitstöcken liegt eine sehr mächtige Folge von Konglomeraten, Feldspatquarziten, Dolomitsandsteinen, sandigen Schiefern und — besonders in Katanga — Dolomiten. Es sind kontinentale, unter ariden Bedingungen gebildete Ablagerungen algonkischen Alters, die eine leichte Metamorphose der ersten Tiefenstufe (Epizone) mitgemacht haben. In Katanga ist die tektonische Faltung und Metamorphose stärker als in Nordrhodesien.

Dem unteren Teil dieser Schichtfolge ist der 6—20 m mächtige Kupferhorizont eingeschaltet. In Rhodesien sind es glimmerige, sandige, auch schwarze Schiefer, die mit Kupferkies, Bornit, Kupferglanz und Kobaltkies imprägniert sind. Die Größe der Sulfidpartikelchen beträgt nur Bruchteile von Millimetern. In Katanga ist vorwiegend Dolomit vererzt. Der Metallgehalt der Gesteine beträgt in Rhodesien 0,5—7% Cu und wenig Co, in Katanga 4—5% Cu und 1% Co. In Katanga werden aber vorwiegend die mächtigen Oxydationszonen mit 10—12% Cu und 1—3% Co abgebaut. In Rhodesien ist diese Serie auf 100 km streichende Länge, in Katanga auf 150 km durch Bergbau bekannt.

Die Hauptgruben in Nordrhodesien sind die Roan Antelope Mine, die Bwana M'Kubwa und die Mufulira Mine, in Katanga die Etoile du Congo und andere. Rhodesien liefert jährlich 400.000 to, Katanga 240.000 to Kupfer. Die Vorräte des ganzen Lagerstätten-Distrikts werden mit 30 Millionen Tonnen Kupferinhalt beziffert.

M. A. BATEMAN und andere Forscher fassen die Lagerstätte als hydrothermale Imprägnation auf, die im Gefolge jüngerer Granitdurchbrüche stattgefunden habe. Sie begründen dies mit dem erzmikroskopischen Befund von lamellarem Kupferglanz (über 91 Grad entstanden!), Verdrängungsstrukturen, Quarz-Feldspatgängen im Nebengestein und der in Katanga fast immer einseitigen Verzerrung der Falten.

H. SCHNEIDERHÖHN und D. BRUMMER erklären demgegenüber die sogenannten jüngeren Granite als Aufbrüche des Grundgebirges und deuten die erzmikroskopischen Befunde sowie die Mineralklüfte als Folgeerscheinungen der Umkristallisation bei der Metamorphose. Die ungeheure flächenhafte Verbreitung des Erzhorizontes, die hunderttausende von Quadratkilometern umfaßt — allerdings keineswegs überall mit bauwürdiger Konzentration —, ferner die relativ vollkommene stratigraphische Horizontbeständigkeit bei gleichzeitiger Unabhängigkeit von der Porosität und der chemischen Zusammensetzung des Nebengesteins sind starke Argumente für eine sedimentäre Entstehung. SCHNEIDERHÖHN sieht daher in der rhodesisch-katangischen Kupfererzformation alte aride Konzentrationslagerstätten, die aus dem Schutt des umliegenden Grundgebirges mit seinen zahlreichen Kupferkies-Pyritgängen beliefert worden sind.

Es ist schwer, sich dieser Argumentation zu entziehen. Dennoch scheint ein Bedenken vorzuliegen: Wie kam der Absatz sulfidischer Erze in dieser an organischer Substanz armen Umgebung zustande? Noch hatte im Algonkium die organische Welt das Festland nicht erobert; es fehlten Pflanzenreste oder kohlige Lagen, welche die sulfatigen Verwitterungslösungen reduziert hätten; es fehlte wohl auch der organogene „vagabundierende Schwefelwasserstoff“, welcher aus den Lösungen Sulfide ausgefällt hätte. Es könnte also die Ausfällung wohl nur durch Sulfid-Detritus, von dem auch SCHNEIDERHÖHN spricht, angeregt sein. Besonders bei den sulfidisch vererzten Dolomithorizonten Katangas wird die Annahme eines solchen Detritus große Schwierigkeiten machen. Eine marin-sedimentäre Entstehung ist besser verständlich.

Vor einigen Jahren wurde in *White Pine* (Michigan) eine in mancher Hinsicht ähnliche Lagerstätte aufgeschlossen. Schiefer und Sandsteine in antiklinaler



Lagerung sind auf 2–7 m Mächtigkeit vorwiegend mit Kupferglanz imprägniert. Das Lager enthält rund 100 Millionen Tonnen Erz zu 1,2% Cu.

Hauptproduzenten von Kupfer sind die USA (mit 800.000–1 Milliarde Jahrestonnen), Chile, Kanada, Rhodesien, Katanga und Japan. In Europa führen Jugoslawien und Finnland.

*Literatur:* Die mineralischen Rohstoffe, H. 4, Kupfer, von G. BERG u. F. RIEDENBURG, Stuttgart 1941. — The copper ore resources of the world. Washington 1935.

## 2. Blei und Zink

Erzminerale:	Bleiglanz	PbS	86% Pb	D = 7,5
	Cerussit (Weißbleierz)	PbCO <sub>3</sub>	77% Pb	D = 6,5
	Anglesit	PbSO <sub>4</sub>	68% Pb	D = 6,3
	Zinkblende	ZnS	60–67% Zn	D = 4,0
	Galmei	ZnCO <sub>3</sub>	52% Zn	D = 4,3
	Kieselgalmei	H <sub>2</sub> Zn <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	54% Zn	D = 3,5

Die untere Bauwürdigkeitsgrnre für sulfidische Erze liegt bei 3% Pb oder 6% Zn oder 6% Pb + Zn. Dabei ist einfaches Bleierz sehr viel geeigneter als komplexes sulfidisches Erz. Die gemischten Erze von Pyrit, Blende und Bleiglanz werden im französischen Sprachgebiet „PBG-Erze“ (pyrite, blende, galene) genannt. Galmeierz läßt sich schwerer aufbereiten als Zinkblende und muß daher wenigstens 10% Zn enthalten. Die Hütten nehmen reines Bleierz herab bis 30% Pb. Bleierzkonzentrat soll mindestens 60% Pb enthalten. Als besonders schädlich gilt Wismut (maximal 0,05% Bi) und As (maximal 1%); silberfreier Bleiglanz ist besser als silberarmer. Zinkblende darf Bi und Sn bis 0,25%, As und Sb bis 2% enthalten. Das sehr schädliche Fluor darf bei Zinkerz keinesfalls 0,1% überschreiten.

Blei- und Zinkerz treten meist so eng miteinander verknüpft auf, daß sie auch gemeinsam zu besprechen sind. Beide Metalle haben eine ausgesprochene Affinität zum Schwefel. Deshalb sind auch die Lagerstättentypen des Pb und Zn denen des Kupfers grundsätzlich verwandt, doch liegt ihr Hauptgewicht im mittel- bis schwachthermalen Bereich. Dabei ist Bleiglanz häufig die kühlere Bildung als die Zinkblende, weshalb viele Pb-Zn-Lagerstätten mit fortschreitender Tiefe des Abbaues eine Zunahme der Zn-Führung aufweisen. Die höhere Bildungstemperatur gilt aber nur für die dunkle Zinkblende, welche ihre schwarze Farbe einem höheren Anteil an gelöstem Schwefeleisen verdankt. Helle Zinkblende ist demnach wertvoller.

Bei der Verwitterung ist Bleiglanz stabiler als Zinkblende, da er sich mit ganz dünnen oberflächlichen Häutchen schwerlöslicher Bleisalze überzieht. Man sieht darum oft sulfidisches Bleierz eingebettet in carbonatischem Zinkerz. Auch die Oxydationserze Cerussit und Anglesit sind schwer löslich und bleiben daher im Hut, während das Zink nur zum Teil gemengt mit Eisenhydroxyd als roter Galmei in der unmittelbaren Oxydationszone verbleibt, zum anderen Teil in Lösung tiefer sickert und sich von den Beimengungen getrennt als weißer Galmei wieder abscheidet. In manchen Lagerstätten der ariden Konzentration kommen geringe Mengen von Pb und Zn sicher vor; ob auch die eigentlichen Bleiimprägnationserze in den Triassandsteinen in der Eifel und bei Freihung in der bayrischen Pfalz zu dieser Gruppe gehören oder ob sie ascender Natur sind, ist umstritten. In marinen Sedimenten erscheint Blei und Zink bisweilen in ganz geringen Mengen, am reichlichsten noch in sulfidreichen Ablagerungen vom Typus des Kupferschiefers, aber auch da keineswegs mit bauwürdigen Gehalten. Dagegen ist das submarin-vulkanogene Kieslager von Meggen mit 9% Zn eine der größten deutschen Zinklagerstätten. In Kalksteinen sind Zinkspuren verbreitet.

Die höchsttemperierten Pb-Zn-Vorkommen sind *Kontaktlagerstätten*, in denen Bleiglanz und Zinkblende zusammen mit silikatischen Skarnmineralien und anderen Sulfiden auftreten. Derartige Vorkommen gibt es bei Tetiuxe nördlich von Wladiwostok, in Mexiko und in Schweden, die letzteren metamorph umgewandelt. Die eigenartige silikatische Mn-Zn-Lagerstätte von *Franklin*, die bereits unter den Manganlagerstätten besprochen worden ist, ist nur mit Vorbehalt zu den metamorphen Kontaktlagerstätten zu zählen, seitdem C. PALACH die interessante Auffassung geäußert hat, daß es sich um eine kontaktmetamorphe Galmeilagerstätte handelt.

Zu den ursprünglich kontaktmetasomatischen, dann aber regional umgewandelten Pb-Zn-Lagerstätten gehören auch die mittelschwedischen sulfidischen Skarnerzvorkommen. Sie wurden durch alte Granite gebildet, welche im Kontakt mit Kalken und Dolomiten die Entstehung von Skarnmineralien, Zinkblende, Bleiglanz und verschiedenen Kiesen bewirkten. Wirtschaftlich am wichtigsten sind *Ammeberg* (10–16% Zn, 2% Pb, 170.000 Jahrestonnen) und *Saxbergen* (9–20% Zn, 4–7% Pb, 200 g Ag/to, 130.000 Jahrestonnen Roherz).

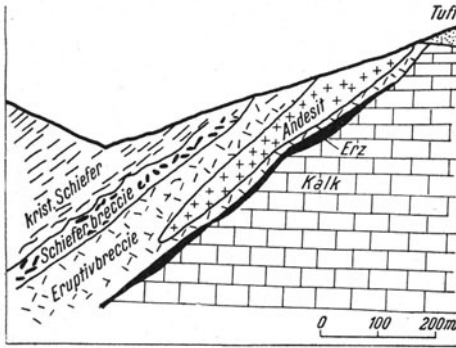


Abb. 81. Profil durch die Lagerstätte von Trepča.  
(Nach R. FORGAN.)

Eine ebenfalls metamorphe, heißthermal-pneumatolytische Injektionslagerstätte ist *Broken Hill* in *Neu-Südwaies* (Australien), welche der wichtigste Lieferant von Bleierz und vor allem Zinkerz des Britischen Commonwealth ist. Zwischen gefal-

teten hochkristallinen Schiefen und Pegmatiten liegt der steil einfallende, 13–45 m mächtige und 5 km lange Erzkörper. Er besteht aus Mn-Granat, Zn-Spinell und mannigfachen Sulfiden, unter denen Bleiglanz und Zinkblende vorwiegen. Das Erz hat 15% Pb und 8–18% Zn. Jährlich werden daraus rund 60.000 to Zn und 70.000 to Pb gewonnen.

Die überwiegende Mehrzahl der Pb-Zn-Lagerstätten aber sind hydrothermal und metasomatisch gebildet oder Gänge.

Heißthermal und *metasomatisch* bei subvulkanischer Herkunft ist die seit 1935 in rascher Entwicklung stehende *Trepča Mine* bei Mitrovica in Südostserbien. Paläozoische Kalke und Schiefer werden von miozänen Andesiten und Trachyten durchbrochen. Diese Eruptiva sind Glieder der großen jungtertiären vulkanisch-plutonischen Provinz, welche die verbreitete Pb-Zn-Vererzung der zentralen Balkanhalbinsel im Gefolge hat.

Um einen Trachytstock liegt ein Mantel von Trachytbreccie (Abb. 81). Der Erzkörper befindet sich am Kontakt der Breccie gegen Kalk. Er ist 500 m tief und 25–50 m mächtig. Er besteht aus Magnetkies, Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, schwarzer Zinkblende und Bleiglanz mit einem Durchschnittsgehalt von 9% Pb und 5% Zn. Der Silbergehalt ist gering. Die Grube wurde 1931 an den Stellen alten Römerbergbaus angesetzt und fördert alljährlich über 600.000 to Erz.

Heißthermal und metasomatisch sind auch die Lagerstätten des großen Erzdistrikts von *Leadville* in Colorado. Intrusiver Porphyry liegt über carbonischem Kalk. Die Serie ist durch Verwerfer zerlegt. In den Verwerfungsspalten, vor allem aber im Kalk unmittelbar unter dem Porphyry, welcher als abdichtender Horizont wirkte, liegen die flach-plattenförmigen metasomatischen Erzkörper,

welche z. T. bis 60 m mächtig sind. Sie bestehen aus derben, häufig gebänderten Sulfiden, besonders Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz. In spärlichen Mengen erscheinen Eisenglanz, Scheelit und Molybdänglanz als Anzeiger höherer Bildungstemperatur. Die Gangart ist quarzig und carbonatisch. Das Haufwerk enthält etwa 7% Zn, 1–3% Pb und 60–250 g Ag pro Tonne Bleierz. Die Jahreserzeugung des Distrikts beträgt rund 300.000 to Erz.

Von ähnlicher Art sind die seit dem klassischen Altertum berühmten Blei-Zink-Silberlagerstätten von *Laurion* in Griechenland. Marmorschichten in einer mesozoischen metamorphen Serie sind am Kontakt gegen überlagernde Glimmerschiefer und Phyllite ver-

erzt. Die letzteren gehören einer Überschiebungsdecke an. Die Schiefer waren undurchlässige Stauhorizonte für die Lösungen, deren Aufstiegsbahnen vielfach quergreifenden Granitporphyrgängen folgten (Abbildung 82). Die auf diese Art horizontbeständige epigenetische Vererzung er-

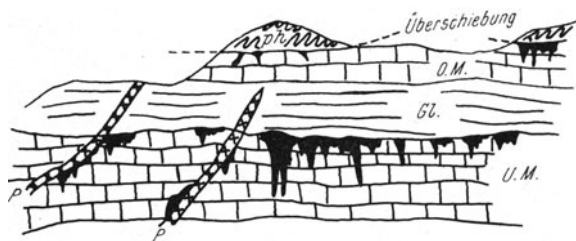


Abb. 82. Die Lagerstätten von Laurion (UM Unterer Marmor, Gl Glimmerschiefer, OM Oberer Marmor, Ph Phyllit-Decke, P Granitporphyrgänge. (Nach G. MARINOS und W. E. PETRASCHECK.)

faßte ein Gebiet von rund 160 qkm. Die Erze sind teils metasomatisch, teils hohlraumfüllend. Der Mineralbestand ist silberhaltiger Bleiglanz, dunkelbraune Zinkblende, Magnetkies, Pyrit, Baryt, Fluorit und Manganspat. Die fluorbarytischen Lagerstätten liegen dem tertiären Granodioritstock ferner. Die erreichbaren sulfidischen Erze sind zu einem großen Teil abgebaut. Kaum verwertet sind große Mengen von braunem Galmei.

Südlich von *Iglesias* auf Sardinien sind kambrische Kalke durch Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit und Kupferkies vererzt. Das Erz enthält 8% Pb und 4–20% Zn. Nördlich davon liegen am Rand eines Granitmassivs Pb-Zn-Gänge, deren größter bis zu 20 m mächtig ist.

*Broken Hill in Nordrhodesien* ist eine metasomatische Pb-Zn-Lagerstätte mesothermaler Bildungstemperatur in altem Dolomit. Bemerkenswert sind die reichen Oxydationserze, die für aride Gebiete kennzeichnend sind. Ganze Hügel bestehen aus zelligem, silifiziertem Brauneisen mit viel Cerussit, Kieselgalmei und Pb-Zn-Vanadaten. Diese Erzmasse enthält 30–50% Pb + Zn! Infolge der für Kalk und Dolomitgesteine geltenden Zirkulationsverhältnisse des Wassers bilden die Oxydationserze ähnlich wie in Tsumeb nicht nur einen Hut, sondern auch einen tiefreichenden Mantel um die primären sulfidischen Erzkörper. SCHNEIDERHÖHN hat die eigenartigen Erscheinungsformen der sekundären Teufenzonen von Lagerstätten in verkarsteter Kalkumgebung studiert.

Eine besondere Gruppe der metasomatischen Pb-Zn-Lagerstätten stellen die schwachthermalen Vorkommen dar, deren genetische Zuordnung zu bestimmten magmatischen Ereignissen oft umstritten oder unbekannt ist. Von H. SCHNEIDERHÖHN werden diese Lagerstätten als „sekundär-hydrothermal“ gedeutet; sie seien durch aufsteigende, ursprünglich sterile Thermalwässer gebildet worden, welche einen (meist hypothetischen) Metallinhalt des Untergrundes aufgelöst und in ein kalkiges Deckgebirge verschleppt hätten. Andere Forscher halten diese Lagerstätten für sedimentär, mit oder ohne Beteiligung submariner metallführender Thermen. Diese sedimentäre Entstehungstheorie, welche die Bindung des Erzes an einzelne Kalkhorizonte für sich in Anspruch nimmt, muß aber der daneben vorkommenden Gang- und Kluftvererzung Rechnung tragen. Dazu

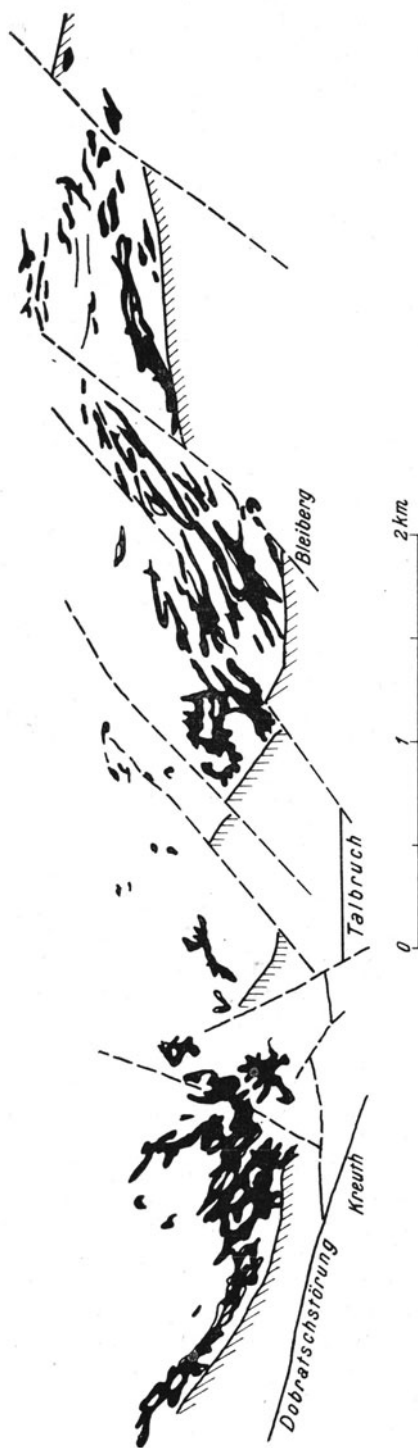


Abb. 83. Lagerstättenkarte von Bleiberg-Kreuth; schwarz: vererzte Partien, ausgezogene Linien: Längsstörungen, strichlierte Linien Querstörungen. (Nach H. HOLLER.)

wird eine ausgiebige „Remobilisation“ des sedimentären Erzes und sein Wiederabsatz in Klüften und Verwerfungen angenommen. Es muß aber bemerkt werden, daß eine solche Remobilisation sulfidischer Blei- und Zinkerze nach unseren allgemeinen und theoretischen Erfahrungen nicht viel Wahrscheinlichkeit für sich hat. Blei ist eines der am wenigsten beweglichen Metalle im sekundären Lösungskreislauf, höchstens durch stark chloridische Wässer löslich, für welche aber meist jeder Anhalt fehlt; Zink wandert leicht, aber als Carbonat.

Zu dieser verbreiteten und wirtschaftlich sehr wichtigen Lagerstättengruppe gehören die alpinen Lagerstätten Bleiberg<sup>1</sup>, Raibl, Mesica und Tirol, ferner Oberschlesien und der Tristatebezirk.

Gut studiert ist *Bleiberg-Kreuth* in Kärnten (Abb. 83). Wie schon im allgemeinen Teil dargestellt, sind einige bevorzugte Schichtbänke des Wettersteinkalkes unter dem abdichtenden Horizont des Raibler Schiefers dort vererzt, wo sie von den zubringenden Klüften geschnitten werden. Diese Zubringerklüfte streichen im Westfeld (Kreuth) nach NW, im Ostfeld (Bleiberg) nach NO. Sie sind nach den Untersuchungen von W. E. PETRASCHECK und H. HOLLER klaffende Fiederspalten, die im Gefolge horizontaler Bewegungen an einer großen O-W-Störung gebildet worden sind. Die spiegelbildliche Lage der Fiederspalten von Bleiberg und von Kreuth zeigt in Übereinstimmung mit den sonstigen mechanisch-tektonischen Erscheinungen an, daß die südlich der großen Längsstörungen (Dobratschstörung und Talbruch) gelegenen Schollen im Westfeld nach

<sup>1</sup> Die Diskussion über die Entstehung der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten ist in Heft 2, Jahrgang 109 (1957) der Berg- und Hüttenmännischen Monatshefte dargestellt.

WNW, im Ostfeld nach O vorbeigeglitten sind. Durch dieses Auseinanderrücken der Schollen wurde an der Stelle des stumpfwinkligen Zusammentreffens der beiden Längsstörungen eine Auflockerungszone geschaffen, an der der Hauptstrom der Erzlösungen aufstieg (Abb. 84). In diesem Bereich ist die Vererzung am intensivsten. Auch nimmt das Verhältnis Zn : Pb nicht nur überall mit der Tiefe sondern besonders auch seitlich in Annäherung an jene tektonische Zentralstelle zu, was gleichfalls mit der Annahme HOLLER's übereinstimmt, daß hier der Ursprung des Thermenauftieges zu suchen ist.

Die Anhänger einer sedimentären Entstehung von Bleiberg und den anderen kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten haben auf feinschichtige Erzgefüge aufmerksam gemacht, deren Entstehung nur durch Sedimentation bei gleichzeitiger Schweresonderung erklärt werden kann (A. MAUCHER, C. TAUPITZ, O. SCHULZ). Solche echte Sedimente deuten W. SIEGL und der Verfasser als Absätze aus konzentrierten Hydrothermen in Lösungshohlräumen des schon verfestigten Nebengesteines, von dem sich Brocken des Höhlendaches deutlich abgelöst haben (Abb. 42).

Der Dolomit des Raiblerschieferhorizontes ist lagenförmig vererzt.

Das Erz von Bleiberg besteht aus Bleiglanz, heller Zinkblende (Schalenblende), daneben Flußspat, Schwespat und Wulfenit. Der Flußspat geht in der räumlichen Verteilung mit der Zinkblende konform, der Wulfenit erscheint

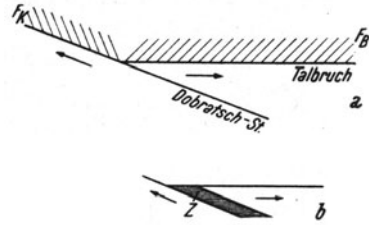


Abb. 84. Schema der Schollenbewegungen in Bleiberg-Kreuth vor der Zerlegung durch die Querstörungen. Fk vererzte Fiederspalten in Kreuth, Fb vererzte Fiederspalten in Bleiberg. In der Skizze b ist der durch das Abbrücken der Ostscholle bei Z entstandene „Hohlraum“ dargestellt, der das Zentrum der Erzzufuhr ist. (Nach H. HOLLER).

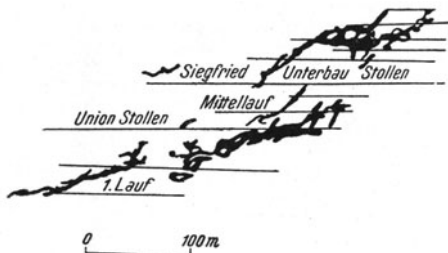


Abb. 85. Erzscläuche in Miess. (Nach B. GRANIGG.)

umgekehrt nur in den höchsten Horizonten und den östlichsten Abbaufeldern. Das Fördererz enthält 2–5% Pb und 2–5% Zn, ist also ziemlich arm für eine Lagerstätte, die viele Untersuchungsstrecken zur Aufindung der metasomatischen Erzscläuche und Erznester erfordert. Durch die systematischen montangeologischen Untersuchungen H. HOLLER's konnte das Ausmaß der Untersuchungsstrecken gegenüber dem der Zeit vorher um 30–40% gesenkt werden! In Bleiberg werden jährlich rund 5000 to Blei und 6000 to Zink gewonnen.

Sehr ähnlich, aber metallreicher, ist die Lagerstätte von *Miess* (Mešica) im jugoslawischen Teil der Karawanken. Auch hier liegt das Erz im Wettersteinkalk, bis maximal 50 m vom Raibler Schiefer (Cardita Schiefer) entfernt. Wie in Bleiberg kommt neben dem normal im Schichtverband liegenden Schiefer auch ein in die Klüfte eingepreßter Schiefer vor, was zu Fehldeutungen über die Lage der zu erwartenden Erzhorizonte Anlaß geben kann. Das Haufwerk enthält 11% Pb und 5% Zn, die Jahresproduktion liegt bei 9000 to Blei und 60–100 to Wulfenit (Abb. 85).

Auch *Raibl* in Italien zeigt die Erzscläuche an den Kreuzungslinien von geeigneten Wettersteinkalkbänken mit den Erzklüften. Neben metasomatischen Erscheinungen kommen hier auch Füllungen schlauchförmiger Karsthöhlen mit

konzentrisch-schaligem Erz vor; es sind die Raibler Röhrenerze. Besonders deutlich ist in Raibl die Bindung des Erzes an N-S-streichende Verwerfungen.

Bleiberg, Miess und Raibl sind nur die wichtigsten Glieder des rund 200 km langen Zuges von zahlreichen Pb-Zn-Vorkommen der Kalkalpen südlich der Drau. Schönstein, Rudnig bei Hermagor und Dellach seien hier besonders erwähnt. In den Nordalpen liegen die kleinen Vorkommen von Türnitz und Mariazell im Osten sowie Imst, Lafatsch und Zugspitze im Westen. Die Erze aller dieser Lagerstätten sind silberarm.

Einer älteren Vererzung gehören die stärker gestörten und durchbewegten Blei-Zinkerze in den Kalken des Grazer Paläozoikums bei Frohnleiten an.

Unter den kühlthermalen Pb-Zn-Lagerstätten SO-Europas sei *Sedmočislénici* bei Vratza in NW-Bulgarien erwähnt. Im Muschelkalk liegen dortselbst mehrere schichtparallele Lager von je 1–2 m Mächtigkeit, die auf 600 m im Streichen und senkrecht darauf durch zahlreiche Bohrungen aufgeschlossen worden sind. Das Erz ist derbe, ungewöhnlich dichte graue Zinkblende mit etwas Bleiglanz und sehr wenig Pyrit. Das geklaubte Haufwerk enthält 20–40% Zn und 2 bis 8% Pb. Die Lagerstätte wird für sedimentär gehalten, wenngleich Anzeichen eines gleichaltrigen submarinen Vulkanismus fehlen. Vermutlich ist sie hydrothermal, eventuell sekundär-hydrothermal.

Unter den anatolischen Lagerstätten sei *Bulghar Maden* und *Keban* im Taurus genannt. Kalk wird von Eruptivgängen und in deren unmittelbarer Nähe auch von Erzgängen durchsetzt. Von den Gangspalten ausgehend haben sich die Erzlösungen teils in Klüften, teils in Schichtfugen ausgebreitet und so große Verdrängungsnester und Hohlraumausfüllungen gebildet. Eigenartig sind erzreiche Alluvionen in den Höhlenbetten der Karstflüsse, welche gleichfalls abgebaut werden.

In *Oberschlesien* ist der höhere Teil des unteren Muschelkalkes vererzt, der in relativ flacher Lagerung, aber doch erkennbar eingemuldet, verworfen und durch schichtparallele Gleitungen beansprucht, das flözführende Carbon bedeckt.

Im Einzelnen ist die Schichtfolge in nachstehender Tabelle wiedergegeben, wobei links die erzfreie, rechts die dolomitisierte und vererzte Fazies angeführt ist:

Tertiär und Diluvium	
Keuper	
Diploporendolomit	
Karchowitzer Schichten	Erzführender Dolomit
Terebratel Schichten	
Gorasdzer Kalk	Vitriolletten
	Sohlstein
Unterer Wellenkalk	
	Oberer Buntsandstein
	Obercarbon

Der Sohlstein ist ein wasserundurchlässiger, toniger Kalk. Der Vitriolletten ist ein etwa 0,5 m mächtiger dunkelgrauer Letten mit einem merklichen Metallgehalt; er trennt den Sohlstein von dem darüber liegenden Haupterzlager und wird als Rückstandsletten der metasomatischen Umwandlung von tonhaltigem Dolomit zu Erz aufgefaßt, zum Teil auch als Reibungsletten an der bewegten Schichtfuge Sohlstein/Dolomit. Der erzführende Dolomit selbst ist ein Vertreter der verschiedenen Stufen des Oberen Wellenkalkes; die Dolomitisierung war aber nur östlich einer in der Gegend von Gleiwitz liegenden Querstörung erfolgt. Es ist sehr bemerkenswert, daß der erzführende Dolomit durchwegs 0,5–1,5% Zn und 0,2% Pb enthält. Es ist die Frage, ob dieser Metallgehalt,

welcher mit den dolomitisierenden Lösungen in den Kalk hineingekommen ist, als ein Vorläufer der nachfolgenden eigentlichen Vererzung anzusehen ist, oder ob die Erzlager nur durch eine vadose Konzentration dieses Pb-Zn-Gehaltes im Dolomit entstanden sind. Die erstere Erklärung ist die wahrscheinlichere, da von einer Metallverarmung des Dolomits im Bereich der Erzlager nichts berichtet wird.

Es gibt ein ziemlich durchgängiges, 2–4 m mächtiges Haupterzlager unmittelbar über dem Sohlstein bzw. Vitriolletten und 1–2 höhere Erzlager im Dolomit, welche aber nur stellenweise auftreten; sie liegen 12 bzw. 30 m über dem Hauptlager.

Die Erze treten typisch metasomatisch auf (Abb. 10), wobei die Intensität der Vererzung mit der Intensität der Zerklüftung des Dolomits konform geht. In mehreren Generationen erscheinen Bleiglanz, schalige Zinkblende, Wurzit, Pyrit und Markasit. Die helle Zinkblende enthält 0,2% Cd, das Bleikonzentrat 100 g Ag/to. Die grobnierenförmigen kolloidalen Strukturen der meisten Erze sprechen für eine sehr kühle Bildungstemperatur.

Erzführend ist die O-W-streichende Beuthener Mulde und die fast N-S-streichende Tarnowitzer Mulde, die letztere relativ reicher an Bleierz. Ostwärts erscheint Erz bis in die Gegend von Trzbinia.

Im Ausgehenden der Mulden sind die sulfidischen Erzlagen samt dem Dolomit zu mächtigen Stöcken von rotem Galmei und Brauneisen umgesetzt, in denen restliche Nester von Bleiglanz liegen. In anderen Gebieten, so bei Stollarowitz, finden sich im Sohlstein Partien von weißem Galmei, der durch Abwanderung von zinkischen Verwitterungslösungen entstanden und darum brauneisenfrei ist.

Die Entstehung der Erzlager wird zumeist so gedeutet, daß die an sich kühlen telemagmatischen Erzlösungen sich mit dem Grundwasser im Kalk bzw. im Dolomit mischten. Die drei Erzhorizonte deuten offenbar verschiedene Grundwasserstände über dem dichten Sohlstein an. Das wird besonders dadurch bekräftigt, daß die oberen Erzlager zum Teil auch dort horizontal oder wenigstens flacher gelagert sind, wo die Schichten selbst eingemuldet sind. Vererzte Zufuhrspalten in der durch den Steinkohlenbergbau gut aufgeschlossenen carbonischen Unterlage wurden nicht gefunden; einzelne Bleiglanzkristalle in der Kohle sind eine Seltenheit. Das Alter der Vererzung ist insofern einzuengen, als zum Teil der Keuper noch vererzt ist, andererseits im Dogger bei Olkusz Gerölle von zinkischem Dolomit gefunden worden sind. Vielleicht handelt es sich bei der Lagerstätte um eine Fernwirkung der unterjurassischen (kimmerischen) Gebirgsbildung im Karpatenraum. K. SEIDL nimmt lateralsekretionäre Metallanreicherung aus dem Nebengestein durch salzhaltige Wässer an, die aus dem überlagernden Tertiär stammten.

Das sulfidische Roherz in Oberschlesien hat 13–15% Zn und 3–5% Pb das Galmeierz 11% Zn und 2–3% Pb. Die Jahresproduktion des ganzen Bezirkes beträgt 150.000 to Zink und 30.000 to Blei.

Im weiten Bereich des *Mississippi Tales*, vor allem in den Staaten Missouri, Oklahoma und Kansas erscheinen in flach liegenden paläozoischen Kalken weit verbreitete Horizonte mit Verdrängungslagern und Hohlraumfüllungen von Zinkblende und Bleiglanz. Das „Tri State Field“ in den drei obgenannten Staaten, in welchem der besonders bekannte *Joplin District* liegt, liefert jährlich 40% der Zinkproduktion der Vereinigten Staaten. Das Erz erscheint dort in verschiedenen Horizonten eines untercarbonischen Kalkes und am Grunde von alten Dolinen, welche von obercarbonischem Schiefer eingedeckt sind. Es handelt sich um Knollen und Krusten von heller Zinkblende, etwas Bleiglanz, Pyrit, Calzit und Markasit, vermengt mit primärem und sekundärem Hornstein. Das Fördererz

hat nur 3% Zn und 0,7% Pb und wird naßmechanisch angereichert. Jährlich werden daraus rund 200.000 to Zn und 40.000 to Blei gewonnen (Abb. 86).

Die erzführenden Kalke ummanteln flach den altpaläozoischen Ozark-Aufbruch. Man war vielfach der Meinung, daß von dieser Kuppel ausgehend tiefgewanderte vadose Wässer einen Pb-Gehalt der altpaläozoischen Gesteine aufgelöst und im Carbonkalk wieder abgesetzt hätten. Trotz des Fehlens von verzerten Zufuhrkanälen dürften die Vertreter einer ascendenten Entstehungstheorie damit recht haben, daß es sich um telemagmatische Lagerstätten handelt, die im Grundwasserbereich abgesetzt wurden.

Methodisch besonders interessant ist die Aufsuchung der erzführenden Partien in den weiten Gebieten des von jüngeren Schichten überdeckten Unter-

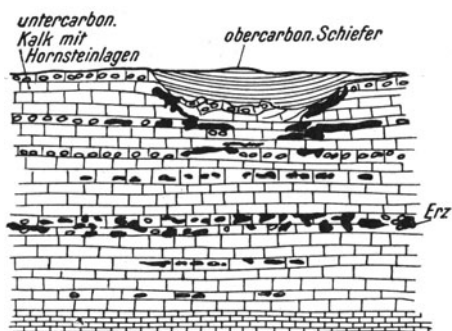


Abb. 86. Schematischer Querschnitt durch die Zink-Bleilagerstätte des Joplingdistrikts. (Nach W. LINDGREN.)

carbonkalkes des Tristate Bezirkes. Die Kalkformation wurde durch FOWLER in 16 verschiedene feinstratigraphische Horizonte unterteilt, die streng niveaubeständig sind und gewisse erkennbare petrographische Unterschiede aufweisen. Besonders einer dieser Horizonte ist bevorzugt vererzt worden. Der Erzgehalt ist ferner abhängig von der Tektonik, indem er am reichsten dort ist, wo die im Großen und Ganzen flach liegende Kalkformation von relativ etwas stärkeren Verbiegungen und Verbeulungen betroffen ist. Man bohrt daher unerschlossene Felder schachbrettartig ab und zeichnet Höhen-

schichtenpläne wie bei Ölfeldern, aus denen die am stärksten verbogenen Strukturen erkennbar werden. Den geeigneten Kalkhorizont aber findet man damit, daß man den Bohrschmant in Salzsäure löst, wobei gemäß dem unterschiedlichen Hornstein- und Dolomitgehalt die einzelnen Horizonte kennzeichnende Lösungsrückstände ergeben.

Im südlichen *Missouri* liegen Imprägnationslagerstätten von Bleierz in cambrischem Dolomit, die zur selben Metallprovinz gehören. Neben Bleiglanz erscheint etwas Pyrit, Kupferkies und Co-Ni-Erz. Der Silbergehalt ist auch hier ebenso wie im Tri State Bezirk niedrig. Das Roherz hat 3,4% Pb. Alljährlich werden dort 100.000–200.000 to Blei, d. i. mehr als ein Drittel der Gesamtproduktion der USA erzeugt.

Die Blei-Zinkproduktion der Erde entstammt neben den metasomatischen Lagerstätten aus zahlreichen *Ganglagerstätten*, welche für die Erzgänge überhaupt vielfach typisch sind. Dem Mineralinhalt nach kann man, ausgehend vom Freiburger Revier in Sachsen, unterscheiden:

1. Die „kiesige Bleiformation“ mit Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Arsenkies, Kupferkies und Quarz. Eine Untergruppe davon ist die „edle Quarzformation“ mit zurücktretenden Kiesen und Blende und stark hervortretenden Silbererzen.
2. Die „carbonspätige Bleiformation“ mit silberreichem Bleiglanz, Zinkblende, bisweilen Fahlerz und den Gangarten Calzit, Dolomit, Eisenspat und Quarz.
3. Die „fluorbarytische Bleiformation“ mit Bleiglanz, Blende, wenig Kupferkies und den Gangarten Baryt, Flußspat und Quarz. Diese Reihenfolge der Gangformationen ist zugleich eine Folge abnehmender Bildungstemperaturen vom mittelthermalen bis in den schwachthermalen Bereich. Mischformen und Sonderformationen kommen vor.



Die seit 800 Jahren abgebauten Erzgänge von *Freiberg* in Sachsen sind apomagmatische Lagerstätten des variscischen Plutonismus. In Gneis und Glimmerschiefer setzen über 1000 Gänge auf, wobei die der kiesig-blendigen Bleiformation N-S, die der carbonspätigen und fluorbarytischen Bleiformation O-W streichen und die reichsten Silbererze in den Gangkreuzen gefunden wurden (Abb. 87). Dieser Unterschied der Gangfüllung geht nach neuen Untersuchungen auf eine allmähliche Drehung des Kluftstreichens im Laufe der Mineralisation zurück. Bemerkenswert ist eine zinnhaltige Zinkblende, welche die Blutsverwandtschaft zu den perimagmatischen Sn-Lagerstätten des Erzgebirges beweist. Die Gänge sind meist nur 0,3–1 m mächtig, massig und im „grauen Gneis“ am besten entwickelt. Das Revier liefert rund 7000 to Blei.

Der altbekannte Blei-Zinkbergbau des Harzes (Clausthal, St. Andreasberg) ist karbonspätigen und fluorbarytischen Gängen gewidmet.

Wirtschaftlich wichtiger sind die sideritischen Pb-Zn-Gänge in der Rheinischen Masse, besonders die Gänge von *Ramsbeck* im Sauerland. Sie sind dadurch bemerkenswert, daß sie den Überschiebungs- und Schuppungsflächen folgen, was bei Erzgängen nicht häufig ist (Abb. 88). Primäre Teufenunterschiede in Bezug auf das Pb/Zn-Verhältnis sind in diesem Bezirk nicht entwickelt.

Die in den untercarbonischen Schichten des Velberter Sattels nördlich des Rheinischen Schiefergebirges auftretenden carbonspätigen Pb-Zn-Gänge haben keine wirtschaftliche Bedeutung mehr und die vielfach in Querströmungen des Kohlengebirges im *Ruhrgebiet* aufgefundenen Erze waren bis vor wenigen Jahren nur von mineralogischem Interesse. Umso überraschender war es, als 1935 in dem Kohlenbergwerk „Zeche Auguste Victoria“ bei *Hüls* in Westfalen ein Erzgang aufgeschlossen wurde, der sich rasch zu einer der bedeutendsten Pb-Zn-Lagerstätten Deutschlands entwickelt hatte. Der Gang erfüllt eine große Querverwerfung, die einen Flözsattel durchsetzt. Er ist 8–10, stellenweise 40 m mächtig und im Nordwie im Südflügel auf je 300–400 m im Streichen aufgefahren. Bleiglanz, Zinkblende,



Abb. 88. Die Pb-Zn-Gänge bei Ramsbeck. Gestrichelt: Schiefer, punktiert: Quarzit. (Nach P. KUKUK.)

Quarz, Kalkspat und Schwerspat verkitten die mächtige tektonische Breccienzone. Sandschiefer boten dabei für die Vererzung die günstigsten Zerklüftungsbedingungen. Die Erzzufuhr erfolgte in zwei Generationen, wobei die Zinkerze der zweiten Phase über die bleireichen Erze der ersten Phase hinaufreichen. Die Mineralisation ist vor dem Zechstein erfolgt, dessen Schichten ungestört und unvererzt über dem Verwerfungssystem transgredieren.

Andere Blei-Zinklagerstätten, gleichfalls an die NW-streichenden Querströmungen und NO-streichenden Sattel des Ruhrgebietes gebunden, sind Christian-

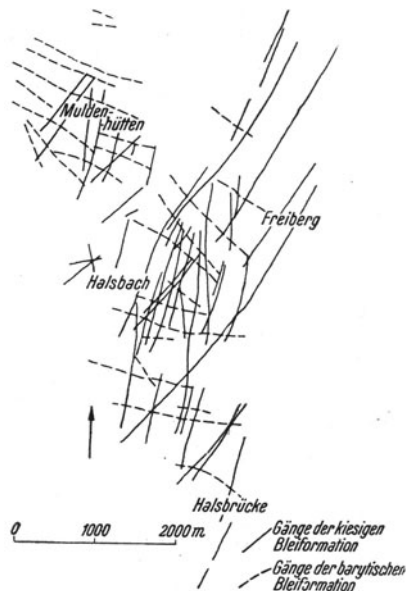


Abb. 87. Ausschnitt aus der Gangrevierkarte von Freiberg (Sa.). (Nach MÜLLER.)

Levin und Shamrock III. Die Vorräte werden auf 3 Millionen to Erz mit 6% Zn und 4% Pb geschätzt, die Förderung beträgt 100–300.000 to.

Unter den variscischen Pb-Zn-Gängen Mitteleuropas sind ferner jene von Böhmen zu nennen, in erster Linie die von *Příbram*. Diese liegen im Außenrandgebiet der Prager Silurmulde, nahe einer steilen Störungsfläche, der sogenannten Lettenkluft, an welcher Algonkium auf Cambrium aufgeschoben ist. Nicht weit südlich davon schließt die stark differenzierte Wurzelzone des Mittelböhmischen Granitplutons an. Die meisten Gänge setzen im Cambrium auf, vielfach benützen sie Spalten, welche in einer vorangegangenen Bruchphase mit Diabas gefüllt worden sind. Zum Teil sondern sich die Erzgänge aber auch von den Diabasgängen ab und folgen eigenen Spalten. Die Gänge sind in Einzelfällen 2–4 km lang, aber nur selten über 1 m mächtig. Sie sind heute bis 1600 m Tiefe durch Bergbau aufgeschlossen — der tiefste Erzbergbau Mitteleuropas —, ohne daß ein wesentlicher primärer Teufenunterschied bemerkbar wäre. Nur im Birkenberger Revier nimmt die Pyritführung unten zu. Die Gangfüllung besteht aus Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Siderit und daneben aus Fahlerz, Silbererzen und Ni-Co-Arseniden. Der Silbergehalt ist hoch (300–500 g/to). Sehr feinkörniges Erzgemenge mit einem geringen Zinngehalt heißt Dürrerz; es stellt sich in der Tiefe ein. Jährlich werden im Durchschnitt aus rund 90.000 to Erz 3000 to Blei und 24 to Silber gewonnen.

Die reichste variscische Pb-Zn-Vererzung Europas zeigt Spanien. In der östlichen Sierra Morena liegt der Gangbezirk von *Linares*. Die zahlreichen, örtlich bis 3 m mächtigen Gänge bestehen aus Bleiglanz, Quarz und Carbonaten. Andere Erze sind spärlich. Diese Zusammensetzung ist nach F. SCHUMACHER der wirtschaftliche Hauptvorteil der spanischen Bleierze, da sie einfache Aufbereitungsanlagen und damit auch zahlreiche Kleinbetriebe möglich macht. Die Gänge vertauben durchwegs in 400–500 m Tiefe. Silberreicher sind die benachbarten Gänge von La Carolina-Sta Elena (550 g Ag/to). Der Gesamtbezirk liefert jährlich rund 150.000 to Bleikonzentrat.

In der mittleren Sierra Morena liegt der sogenannte *Penarroja*-Distrikt mit sehr silberreichen Bleierzgängen (1000–3000 g Ag/to).

Dagegen gehören die Pb-Zn-Lagerstätten der spanischen Südküste zum tertiären Vulkanismus. Bei *Cartagena* und *Mazzarron* treten tertiäre Dazite und Andesite auf und an sie sind Erzgänge und Erzstöcke gebunden, die aus einem engen Gemenge von silberhaltigem Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies und Kupferkies bestehen.

Die tertiäre Blei-Zinkvererzung erreicht ein großes Ausmaß in den mediterranen Gebirgsketten SO-Europas. Unter den subvulkanischen kontaktmetasomatischen Lagerstätten haben wir die der Trepča Mine in Serbien bereits oben besprochen, aber es gehört auch eine Reihe von Ganglagerstätten zu dieser metallogenetischen Provinz, die, wenngleich sie meist in enger räumlicher Verbindung mit oligo-miozänen Effusiven auftreten, doch nach ihren Merkmalen deutlich plutogener Abkunft sind.

In den *mittleren Rhodopen* Bulgariens liegt um den Ort Madan ein Gangbezirk, der seit 1937 an den Stellen alten römischen Bergbaus aufgeschlossen worden ist. 7 Gänge mit 1–3 km Länge durchqueren mit NNW-Streichen die hochkristallinen Gneise und Glimmerschiefer. Wo sie Marmorzüge durchsetzen, erweitern sie sich zu metasomatischen Lagern. Die Gänge sind meist 1–3 m mächtig und mit grobkristalliner, grünlichbrauner Zinkblende, grobkristallinem Bleiglanz nebst etwas Kupferkies und Pyrit gefüllt. Gangart ist älterer Milchquarz und ein jüngerer Bergkristallquarz, der in Form zahlloser kleiner Kriställchen das Erz durchpickt. Etwa ein Drittel der Gangflächen ist bauwürdig vererzt.

Das Roherz mit 9–20% Pb und 4–10% Zn wird flotativ angereichert. Die Substanz beträgt rund 1 Million to. — 40 km östlich davon liegen ähnlich ausgebildete, beschürfungswürdige Gänge bei Momčilgrad.

Bei *Zletovo-Kratovo* östlich von Skopje in Jugoslawien sind 17 NW streichende Gänge aufgeschlossen, welche in kristallinen Schiefern und propylitisierten Andesiten aufsetzen. Auch hier beträgt die mittlere Gangmächtigkeit 1 m, der Metallgehalt 11% Pb und 3% Zn und der Erzvorrat 1 Million Tonnen.

In Ostbosnien bei *Srebrenica* werden Andesite und paläozoische Schiefer durch eine große Anzahl NO-streichender, sehr mächtiger Gänge der kiesigblendigen Bleiformation durchzogen. Das Revier gilt, zumal in Anbetracht des hohen Silbergehaltes, als hoffnungsvoll für bergmännische Untersuchungsarbeiten.

Bei *Kirka* in Thrazien ist eine N–S streichende Breccienzone in Rhyolithen und Schieferhornfelsen kaolinisiert und vererzt. Die Vererzungszone ist auf 400 m Länge durch Grubenbaue aufgeschlossen und 1–6 m mächtig. Das Fördererz, ein sehr feinkörniges und enggemengtes Bleiglanz-Zinkblenderz, enthält 14% Pb und 14% Zn.

Besonders reich an Blei und Zink ist die jungalpidische Metallisation in *Nord-Afrika*. In Marokko sind vorwiegend jurassische Kalke metasomatisch vererzt. Die Erzkörper haben die gleiche Erstreckung wie die Gänge im Grundgebirge (*Bou-Becker* und *Aouli-Mibladen*). In Algerien und in Tunesien ist die Vererzung in kretazischen und tertiären Schichten zu finden und an Verwerfungen sowie an die Nachbarschaft von Aufbrüchen von salinaren Trias gebunden. Es sind fast durchwegs schwachthermale Bildungen mit Bleiglanz, heller Zinkblende, Fluorit und Baryt. Ein genetischer Zusammenhang mit den jungtertiären Graniten und Effusiven der nördlichen Ketten des Atlas ist möglich, aber nicht zwingend. Marokko produziert jährlich 90.000 to Blei und 50.000 to Zink, Tunesien 25.000 to Blei und 4000 to Zink, Algerien 10.000 to Blei und 30.000 to Zink.

Erwähnenswert ist die weltwirtschaftlich bedeutsame Lagerstätte der *Bawdwin Mine* in Burma. Auf mehrere Kilometer Länge ist eine Ruschelzone in Rhyolithen und Tuffen hydrothermal umgewandelt, verkieselt und vererzt. Die Erzkörper, die aus feinst verwachsenem Bleiglanz und Zinkblende bestehen, sind 7–27 m mächtig und enthalten 7–25% Pb und 8–15% Zn. In der Tiefe stellen sich zunehmend Co- und Ni-Arsenide ein, so daß Burma bereits als Ni- und Co-Produzent in Erscheinung tritt. Die Vorräte an Pb-Zn-Erz betragen 24 Millionen Tonnen.

In den Vereinigten Staaten hat die kiesig-blendige Bleiformation einen bedeutenden Vertreter in dem bis 7 m mächtigen Gang der *Granite Bimetallic Mine* in Montana. Die Grube ist besonders bemerkenswert durch die ausgeprägten sekundären Teufenunterschiede. Unter einer stark ausgelaugten Oxydationszone liegt zwischen 100 und 280 m Tiefe eine sehr silberreiche Zementationszone.

Zur carbonspätigen Bleiformation gehört der Gangbezirk von *Coeur d'Alene* in Idaho, der etwa  $\frac{1}{4}$  der Bleiproduktion der USA liefert. Zahlreiche untergeordnete Begleitsprünge eines großen Verwerfersystems sind mit silberreichem Bleiglanz, Zinkblende, etwas Pyrit und reichlich Siderit gefüllt. Das Erz enthält 9–14% Pb, 5% Zn und etwa 150 g Ag/to. Die wichtigsten Gänge sind 3 m mächtig und zum Teil auf 1500 m vertikale Teufe aufgeschlossen. Sie setzen in algonkischen Quarzschiefen auf und werden genetisch mit kretazischen Monzonit-intrusionen in Zusammenhang gebracht.

Die Vorgänge der *Sedimentation* spielen für die Bildung von Pb-Zn-Lagerstätten keine besondere Rolle. Ob es Bleilagerstätten der *ariden Konzentration* gibt, ist im Hinblick auf die schwere Löslichkeit des Bleis nicht sicher. Zwei

der größeren deutschen Bleierzlagerstätten, die von *Mechernich* und *Maubach* in der Eifel wurde so gedeutet. Der Buntsandstein bildet dort eine dreieckig umgrenzte Bucht im Paläozoikum der Eifel. Er liegt, völlig weiß gebleicht und kaolinisiert als eine flache, 20 m mächtige Schicht über gefaltetem Devon. In dieser Serie liegen mehrere, im einzelnen etwas absätzigte Lagen von „Knotten-erzen“, das sind 1–5 mm große Konkretionen von Bleiglanz, selten auch Zinkblende und Kupferkies, welche in den Sandstein eingesprengt sind und die Quarzkörner desselben verkitten. Vielfach ist beobachtet worden, daß oxydische Bleierze (Cerussit und Pyromorphit) erst nachträglich in Bleiglanz umgewandelt worden sind, vielfach ist aber auch das umgekehrte festgestellt worden. Der darüber liegende erzfreie Buntsandstein ist rot. Die Lagerstätten sind durch viele Verwerfungen zerstückelt, wobei in der Nähe der Sprünge auch dünne, steile Bleierzadern erscheinen.

Daß die Imprägnation an ihrem heutigen Absatzort epigenetisch und durch Metallwanderungen bedingt ist, steht außer Zweifel. Fraglich ist dagegen, ob der Metallinhalt durch Verwitterungslösungen aus den umliegenden Bleierzgängen in den Buntsandstein hineingekommen ist, oder durch ascendente, hydrothermale Lösungen. Für die erstere Erklärung spricht, daß im Sandstein vielfach Gesteinsgerölle aus den umliegenden Ganggebieten, ja sogar Quarzgerölle mit Bleiglanzresten in ihren Drusen beobachtet worden sind. Für die zweite Erklärung wird angeführt, daß die Mechernicher Lagerstätte, die selbst eine süd-nördliche Erstreckung hat, in unmittelbarer Fortsetzung eines Bleierzganges im Devon des südlichen Rahmens liegt.

Eine ähnlich ausgebildete Knottenlagerstätte liegt in Keupersandsteinen von Freihung in der Bayrischen Pfalz. Auch bei Szukowski Gorki unweit Kielce liegen im Buntsandstein bleiische Knottenerze in der Nachbarschaft von Bleiglangängen, die das Devon durchsetzen. In kambrischen Quarziten des caledonischen Gebirges liegt die Bleiimprägnationslagerstätte *Laisvall* (Schweden).

Wichtige Produktionsländer von Blei und Zinn sind die USA, Kanada, Mexico, Peru, die Sowjetunion, Polen, Italien, Jugoslawien, Deutschland, Marokko, Tunesien und Australien.

*Literatur:* Lead and Zinc-Symposium des 18. Internat. Geologenkongresses, London 1950. — BERG-FRIEDENSBURG-SOMMERLAKE, Blei und Zinn; die metallischen Rohstoffe, Heft 9, 1950. — Monographien Deutscher Blei-Zinnlagerstätten, Beihefte zum Geologischen Jahrbuch Hannover.

### 3. Zinn

Erzminerale: Zinnstein $\text{SnO}_2$	79% Sn	D = 6,8
Zinnkies $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$	27% Sn	D = 4,4

Bei reinen Zinnsteinlagerstätten, also sulfidfreien Zinnsteinimprägnationen in Graniten u. dgl. und bei verfestigten Seifen beträgt die untere Bauwürdigkeitsgrenze 0,3% Sn. Meist aber liegt der Gehalt bei 1–2%. Komplexe oxydische und sulfidische Erze sind sehr viel schwerer aufzubereiten, zumal die flotative Trennung von Oxyden oft unvollkommen gelingt. Hier liegt die Grenze etwa bei 2% Sn. Die unverfestigten Seifen in Malaya werden mit 0,02% Sn ausgebeutet, doch ist das ein ungewöhnlich niedriger Gehalt. Die schädlichen Beimengungen Bi, Cu, Sb und As dürfen im Konzentrat nur einige Zehntel Prozent ausmachen.

Zinn ist ein Element der Restkristallisation. Es tritt als Zinnstein pneumato-lytisch, als Zinnkies hydrothermal im Gefolge sehr saurer Magmen auf und ist eng mit Wolfram verknüpft. Zinnstein ist gegenüber der Verwitterung unzerstörbar und reichert sich darum und wegen seines hohen spezifischen Gewichtes

auch in Seifen an. Zinnkies oxydiert zu kolloidalem  $\text{SnO}_2$ , dem sogenannten „Holzzinn“.

Der größte Teil der Zinnerzlagerstätten ist an Granite gebunden als Zinnsteingänge, Imprägnationen und davon abgeleitete Seifen, Zinnstein, Wolframit, Molybdänglanz, Wismut, daneben als etwas jüngere und vom Granit abseitigere Bildungen Arsenkies, Pyrit und andere Sulfide sind die gewöhnlichen Erzminerale dieser teils pneumatolytischen, teils eben schon hydrothermalen „Übergangsformationen“, deren Eigenarten und genetische Stellung A. CISSARZ ausführlich untersucht hat. Die rein pneumatolytischen Glieder erscheinen meist in den dachnahen Partien der Granite selbst oder in unmittelbarer Kontaktnähe. Infolge der Durchgasung sind die Granite stärkstens zersetzt und in sogenannte „Greisen“ umgewandelt; in diesen Gesteinen ist Feldspat durch Topas und Quarz, Muskowit durch Lithionglimmer ersetzt, daneben sind Zinnstein, Wolframit und Flußspat eingewandert. Zinnsteinreiche Imprägnationen nennt man im Erzgebirge auch „Zwitter“. Neben echten Gängen und Spaltenimprägnationen gibt es häufig Stöcke, die aus einem Netzwerk verzerrter Klüftchen bestehen und im Ganzen abgebaut werden. Die Zinnvererzung ist ausgesprochen an die Kuppelregionen der Granitstöcke gebunden, reicht aber meist nur einige 100 m in den Granit hinab.

Das älteste und wichtigste Zinnerzgebiet Europas — neben Cornwall — ist das *sächsisch-böhmische Erzgebirge*, welches im Mittelalter und neuerdings wieder in den letzten Jahren durch deutsche Bergleute zu hoher wirtschaftlicher Bedeutung gebracht worden ist. Im Ost-Erzgebirge wird der unterpermische Quarzporphyr durch einige Granitstöcke durchbrochen, deren Scheitelregion erzführend ist. Der Zwitterstock von *Altenberg*, dessen erzhaltiges Gestein früher in großen Weitungsbauen gewonnen worden war, die im Jahre 1620 zu einer gewaltigen Pinge einbrachen, ist 1938 wieder in Abbau genommen worden. Das Roherz enthält im Mittel 0,4% Sn, die Jahresförderung betrug während der vergangenen Jahre 130.000 to Erz mit einem ausgebrachten Metallinhalt von 300 to Zinn.

Eigenartig und wirtschaftlich noch wichtiger ist der Granitstock von *Zinnwald*. Hier bildet das Erz flache Lagen, die dem ursprünglichen Massivdach ungefähr parallel liegen. Sie werden „Flöze“ genannt und sind 0,15–0,70 m, maximal 2 m mächtig bei einem vertikalen Abstand von 1–40 m. Die „Flöze“ bestehen aus grobkristallinem Zinnstein, Wolframit und den üblichen Gangarten der Zinnpneumatolyse. Der Metallgehalt der Erze beträgt 0,3–0,5% Sn und 0,3–0,5% W, wobei bei vielen Erzen der Wolframanteil größer ist als der Zinnanteil.

Im mittleren Erzgebirge bei *Ehrenfriedersdorf* treten im Glimmerschiefer echte Sn-W-Gänge auf. Das große westerzgebirgische Granitmassiv von Eibenstock-Kaiserwald schließlich enthält vor allem auf der böhmischen Seite bei *Frühbaß* (Vorräte 200.000 to Erz zu 0,5% Sn) und bei *Schlaggenwald* (600.000 to zu 0,3% Sn und 0,5% W) beachtenswerte Lagerstätten. Im Erzgebirge werden jährlich 1000 to Sn gefördert.

Die altberühmten Zinnerzgänge von *Cornwall* in England erscheinen im Hujungpaläozoischer Granitstöcke. Es sind sehr zahlreiche Gänge von durchschnittlich 1 m Mächtigkeit mit 1–2% Sn, die neben dem Zinnstein, Wolframit, Quarz, Turmalin und Flußspat enthalten. Wie schon auf S. 32 erwähnt, ist Cornwall ein klassisches Beispiel der zonaren Metallverteilung und primären Teufenunterschiede, indem die Zinnerzgänge bei zunehmender Entfernung vom Granit in Arsenkies-Kupferkiesgänge übergehen. Die Zinngewinnung des Distrikts beträgt jetzt jährlich 1200 to.

Auch die variscischen Granite von N-Spanien (Estremadura) und N-Portugal (Beira Beixa) haben neben Wolfram etwas Zinn im Gefolge.

Das reichste Zinngebiet der Erde ist SO-Asien. Aus den Sn-W-Lagerstätten um die jurassischen bis kretazischen Zinngranite der jungen Gebirgsketten Chinas, Indochinas, Thailands, Burmas, der Malayischen Staaten und Niederländisch-Indiens stammen rund  $\frac{2}{3}$  der Weltzinnproduktion<sup>1</sup>. Das Erz kommt aus Granitreisen, aus Sn-W-Gängen und vor allem aus Seifen. Die meisten und reichsten Zinnlagerstätten liegen auf der *Malayischen Halbinsel* und den beiden Inseln *Bangka* und *Billiton*. Eigenartig und von der normalen Regel der Erzvergesellschaftung abweichend ist, daß auf diesen beiden Inseln abseits vom Granit Gänge mit Zinnstein und Magnetit aufsetzen. Die großen fluviatilen Zinnseifen Malayas enthalten nur 0,5 Pfund Zinnstein pro Cubic-Yard Sand, das sind rund 140 g Zinnstein pro Tonne.

Auch das asiatische Rußland verfügt über zahlreiche Zinnsteingänge, zum Teil auch mit Zinnkies, in *Süd-Transbaikalien* und in Ostsibirien.

Unter den *australischen* Zinnerz-lagerstätten sei Mt. Bischoff in Tasmanien genannt, dessen Erz in zersetzten und topasreichen Porphyrgängen mit 2–3% Sn erscheint, sowie Queensland und Neu-Süd-wales mit normalen Zinnsteingraniten, daneben aber auch Zinnkies-Kupfererzgängen.

Der Granit des *Bushveldes* in Südafrika und die ihn überlagernden Rooiberg-Quarzite enthalten flach ansteigende, schlauchartig gewundene pneumatolytische Entgasungsschlote, die meist nur einige Meter Durchmesser haben, aber sehr erzeich sind. Im Granit selbst enthalten sie die üblichen pegmatisch-pneumatolytischen Mineralien, im Quarzit auch hydrothermale Vertreter der Übergangsformation. Der Sn-Gehalt des Erzes beträgt 10–30%!

Ein Fünftel der Welt-Zinnproduktion schließlich stammt aus *Bolivien*. Auch die bolivianischen Lagerstätten sind an saure Magmen gebunden, aber nur zum kleineren Teil an Tiefengesteine, zum weitaus größeren Teil an Ergußgesteine, also an die kretazisch-tertiären Rhyolithe der Anden. Die subvulkanische Natur der Lagerstätten zeigt sich auch in dem abweichenden Auftreten des Zinns, nämlich als Zinnkies zusammen mit anderen hydrothermalen Sulfiden und mit Scheelit. Neben dem Zinnkies kommt bemerkenswerter Weise auch in rein hydrothermalen Vergesellschaftung Zinnstein vor, aber nicht prismatisch gedrungen, sondern nadelförmig. Die Erzgänge sind gewöhnlich unmittelbar an Eruptivschlote geknüpft.

Der Schwerpunkt der Zinnprovinz liegt in der Zentral-Kordillere, aber schwach zinnhaltige Bleierzgänge finden sich noch in der West-Kordillere. Manche seltene Mineralien und einzigartige Metallkombinationen, wie Sn mit Ag und Sb haben H. SCHNEIDERHÖHN zu dem bemerkenswerten Gedanken geführt, daß hier eine Lagerstättenprovinz aus Wiederaufschmelzungsprodukten vorliegen könnte.

Unter den recht verschiedenartigen *bolivianischen* Lagerstätten seien folgende erwähnt: Monserrat führt Pyrit, Arsenkies, Zinkblende, Wurtzit, Zinnstein u. a. m. — In *Llallagua* liegt eine Anhäufung von Gängen um einen turmalinisierten Rhyolithschlot. Die Gänge führen Zinnstein, Wolframit, Pyrit, Zinnkies und Fe-Mn-Carbonate, bei einem Gehalt von 2–4% Sn (in früheren Abbau-perioden bis 15%). Die ursprünglichen Metallvorräte betrugen einige 100.000 to Sn. — Auch *Cerro de Potosi* ist eine mit Gängen durchzogene pliozäne Schlot-ausfüllung. Die Gänge verästeln sich nach oben. Nadelzinnerz mit reichen Silber-erzen, daneben Zinkblende, Antimonglanz, Bleiglanz, Pyrit und Zinnkies sind

<sup>1</sup> Dieses bisweilen fast monopolartige Vorherrschen von einzelnen Metallen in bestimmten Großräumen ist eine auffällige und unerklärte Erscheinung: also Sn und W in SO-Asien, Ag in S-Amerika, Cu in den südwestlichen USA, Au in Südafrika.

die wichtigsten Erze. In 400 m Tiefe verarmt die Lagerstätte rasch. Der Bergbau ist ein wichtiger Zinn- und Silberproduzent. — Eine ähnliche Lagerstätte ist Oruro. Hauptzinnproduzenten sind Malaya, China, die Sowjetunion, Bolivien.

*Literatur:* F. AHEFELD, Zinn und Wolfram; Die metallischen Rohstoffe, Heft 11, 1958.

## IV. Edelmetalle

### 1. Gold

Erzminerale:

Gold Au	100—55% Au, Rest vorw. legiert mit Ag	D = 13—19
Sylvanit $\text{AuAgTe}_4$	24% Au	D = 8
Petzit $(\text{Au, Ag})_2\text{Te}$	ca. 20% Au	D = 9

Die unteren Bauwürdigkeitsgrenzen von Goldlagerstätten sind ganz verschieden, je nach dem es sich um primäres Gold im Gestein (Berggold) handelt, das erst durch Zerkleinerung und Aufbereitung gewonnen werden kann, oder um Schwemmgold in lockeren Ablagerungen (Seifengold), das durch einen einfachen Bagger- und Waschprozeß gewonnen wird.

Bei kleinen oder schwergewinnbaren Berggoldvorkommen sind 10 g pro Tonne der Mindestgehalt, bei größeren Lagerstätten — und das sind die Hauptproduzenten — sind es 6—7 g/to. Auf der Riesenlagerstätte des Witwatersrandes werden örtlich noch goldhaltige Konglomerate mit 2,9 g/to gebaut, in der Alaska Juneau Mine sogar ein mit Goldquarzadern völlig durchsetzter Graphitphyllit mit knapp 1 g Au/to. Das aber sind besondere Ausnahmen. Als Beimengung in anderen Erzen wird Gold ab 2 g/to bezahlt.

Die Anforderungen an den Goldgehalt von Seifenlagerstätten betragen nur rund ein Zehntel davon. Bei größeren Seifen genügen 1—0,5 g/to, bei solchen, die im Großbaggerbetrieb ausgebeutet werden, können es sogar 0,2 Gramm sein.

In der amerikanischen Literatur wird der Goldgehalt und die Goldproduktion in Unzen oder in Dollar ausgedrückt: 1 Unze (1 oz) = 31 g = 35 \$).

Die *Probenahme auf Goldlagerstätten* muß wegen des oft rasch wechselnden und an sich sehr geringen Gehaltes besonders sorgfältig erfolgen. Bei Gängen und Imprägnationszonen sind Schlitzproben alle paar Meter erforderlich, wobei das angrenzende Nebengestein, welches propylitisiert, kaolinisiert oder verquarzt ist, häufig ebenfalls goldhaltig ist. Ferner muß die Möglichkeit von Betrug in Betracht gezogen werden: Ein beim Ausspülen der Proben sich ergebender wasserlöslicher Goldgehalt läßt auf „Salzung“ der Erzanbrüche mit Goldlösung schließen. Starker Chloridgehalt zeigt, daß Goldchloridlösung verwendet wurde. Seifengold muß mikroskopisch untersucht werden, um Goldspäne, oder stark silberhaltiges Gold oder ungleich gefärbtes Gold als künstliche Beimengungen zu erkennen. Echte Seifengoldkörner sind meist abgeplattet rundlich.

Berggold tritt primär als kleine, besonders nach Benetzung sichtbare Körner im Milchquarz, oder feinstverteilt in bläulich-grauem chalzedonischen Quarz oder eingewachsen sowie unsichtbar beigemengt in sulfidischen Erzen auf („vererztes Gold“). Bemerkenswert ist, daß nach BÜRG das freie Gold im Schwefelkies durch Erhitzen der Erzanschliffe sichtbar gemacht werden kann.

Nur relativ grobkörniges Gold (Seifengold und freies Berggold) ist für einfache naßmechanische Waschung geeignet. Feinst verteiltes und an Sulfide gebundenes Gold muß nach entsprechender Zerkleinerung durch Amalgamierung oder Cyanlaugung, unter Umständen auch durch Flotation gewonnen werden. Die Gold-Tellurerze aber sind für diese gebräuchlichen Verfahren nicht unmittelbar geeignet; sie müssen vorher abgeröstet werden.

In *geochemischer Hinsicht* ist das Gold vorwiegend chalkophil. Es verbindet sich zwar nicht mit dem Schwefel, wohl aber mit dem ihm verwandten Tellur und erscheint ja auch in den sulfidischen Erzlagerstätten. Daneben hat es nach V. M. GOLDSCHMIDT einen merklich siderophilen Charakter. Das ist dadurch bewiesen, daß Meteoreisen durchschnittlich 5 g Au/to enthält. Das ist 5000mal mehr, als dem Gesteinsdurchschnitt entspricht. Darum geht das Gold zum Teil auch mit den siderophilen Platinmetallen, während das rein chalkophile Silber in dieser Kombination nicht erscheint. Das Kristallgitter des Pyrits und besonders der arsenidischen Erze ist dem des metallischen Eisens sehr verwandt. Eben aus diesem Grunde sind Pyrit und besonders Arsenkies gewöhnlich die Hauptträger des Goldes unter den sulfidischen Gangerzen.

Für die sekundären Wanderungen und Anreicherungen des Goldes ist besonders dessen Löslichkeit von Bedeutung. Das beste Lösungsmittel für Gold in der Natur ist freies Chlor. Dieses bildet sich bekanntlich im Laboratorium bei der Reaktion zwischen Salzsäure und Braunstein, im natürlichen Verwitterungsprozeß aber bei dem nicht seltenen Zusammenvorkommen von Chloriden, Schwefelsäure und Manganoxyd, welch letzteres aus der Verwitterung von Manganspat oder aus Mn-haltigem Nebengestein entstehen kann. Auch geringe Gehalte dieser Stoffe führen allmählich zu einer weitgehenden Herauslösung des Goldes aus den oberen Teilen der Oxydationszone. *Lagerstätten mit Mn-haltiger Gangart führen darum besonders reichlich Zementationsgold.*

Auch Ferrisulfat mit etwas freier Salzsäure ist ein Lösungsmittel für Gold. Bei der Reduktion zu Ferrosulfat in den tieferen sauerstoffarmen Bereichen fällt das Gold wieder aus. So entstehen die bisweilen großen Goldklumpen in der Zementationszone.

Sehr umstritten ist die Behauptung von F. W. FREISE, daß tropische Humuslösungen auch Gold lösen und transportieren können. FREISE hat damit das angebliche, auch von ihm mehrfach festgestellte „Nachwachsen“ von Gold im unteren Teil ausgewaschener Halden im brasilianischen Urwald erklärt, das er durch Ausspülung der Halden durch die absickernden Humuswässer im Laufe der Jahre deutet. Er hat dies auch durch Experimente nachgeprüft. G. W. FRETZER hat dies durch analoge Versuche nicht bestätigt gefunden und darum entschieden bestritten. Dagegen ist die Überführung des Goldes in kolloidale Lösung unter den Bedingungen der Oxydation möglich. Im Allgemeinen aber ist das Gold als schwer lösliches edles Metall sehr unbeweglich und bleibt oft als Rückstand in der Oxydationszone angereichert. Die darunter liegende primäre Zone kann oft unbauwürdig sein.

Aus den primären Lagerstätten wandert das Gold in die *fluviatilen* Seifen. Wie alle Schwermineralanreicherungen ist das Seifengold im tiefsten Teil der Flußablagerung zu finden, oft reichlich in Schichtfugen und Klüften des Felsuntergrundes (bedrock). Klüftiges Felsgestein wie z. B. Schiefer, ist günstiger als z. B. glatt abgewaschener Serpentin. Es ist oft lohnend, die oberste zersetzte Schicht des bedrock mit abzubaggern. Das Seifengold findet sich zusammen mit einem Überschuß an anderen Schwermineralien, vor allem dem schwarzen Magnetit und Ilmenit, weshalb man von „black sand“ spricht. Das staubfeine Gold wird nicht durch die Schwere angereichert; es wird als „Flutgold“ feinst verteilt bei Hochwässern angeschwemmt und ist meist ungewinnbar. Gelegentlich finden sich Anreicherungen über eingelagerten Tonschichten („false bottom“).

Im übrigen gilt für die Goldseifen das im allgemeinen Teil über Seifen Gesagte. Marine Küstenseifen entstehen dort, wo der aus dem Hinterland mit Gold gespeiste Sand durch den Wellenschlag durchgespült wird und das leichtere Material durch eine zur Küste schräg auflaufende Brandung oder durch eine Meeres-



strömung entlang der Küste abgetrieben wird und somit die schweren Komponenten liegen bleiben. Solche Goldseifen gibt es in Alaska und Chile.

Trocken liegende Seifenablagerungen werden durch Bohrungen oder Schurfschächte untersucht; die letztere Methode ist meist verlässlicher. Oft lohnt nur eine bestimmte Korngrößenfraktion die weitere Anreicherung, weshalb eine Siebung vorgeschaltet wird.

Aus dem Flußgold wird im Laufe der Zeit das beilegierte Silber herausgelöst. Es ist daher reiner als das Berggold. Dagegen ist die früher verbreitete Meinung, daß die großen Goldklumpen (Nuggets) der Seifen durch nachträgliche konkretionäre Vorgänge gebildet seien, unzutreffend. Sie übersteigen in ihrer Größe nicht die bisweilen vorkommenden Freigoldanhäufungen in primären Lagerstätten. Die Freigoldmasse in der Hill End Mine (Neu Süd Wales) zu 200 Pfund ist größer als die größten Nuggets, deren schwerste 84 und 68 kg (Ballarat), 36 kg (Sibirien) oder 35 kg (Californien) wogen.

Hinsichtlich seiner lagerstättenkundlichen Stellung erscheint das Gold in sehr verschiedenen pegmatitisch-hydrothermalen Lagerstättentypen, die von saueren bis intermediären Magmenherden abzuleiten sind. Die *primären Goldlagerstätten* sind entweder von Tiefengesteinen oder von Ergußgesteinen abgeleitet. Die beiden Lagerstättentypen unterscheiden sich grundsätzlich.

Die *plutogenen* Lagerstätten führen das Gold meist an Quarz, Pyrit oder Arsenkies, zum Teil auch an Magnetkies und Kupferkies gebunden. Häufige Gangarten sind neben dem Quarz noch Ankerit, Turmalin oder Feldspat. Die goldhaltigen sulfidischen Erze machen oft nur wenige Prozent der Gangmasse aus. Das Verhältnis  $\text{Au} : \text{Ag} = 1 : 1$ , häufig überwiegt das Gold sogar das Silber. Die Gänge reichen gewöhnlich mit unverändertem Mineral- und Metallgehalt in sehr große Tiefen hinab, doch sind sie in der Primärzone bisweilen so arm, daß nur die Zementationsbereiche bauwürdig sind.

Demgegenüber sind die *vulkanogenen* Goldlagerstätten mineralogisch äußerst komplex. Das Gold tritt teils als große Drusen, teils fein verteilt in derben Gemengen aller möglichen Sulfide und Sulfosalze auf. Gold-Tellurerze sind häufig. Das Verhältnis  $\text{Au} : \text{Ag}$  ist 1 : 50 bis 1 : 200, bei noch höherem Silberanteil (1 : 1000 bis 1 : 5000) liegen Silberlagerstätten vor. Die gewöhnlichen Gangarten bei dieser Lagerstättengruppe sind kryptokristalliner Quarz, Calzit, Manganspat. Eine tiefgreifende hydrothermale Zersetzung des Nebengesteins, vor allem in Form der Propylitisierung ist ein weiteres Kennzeichen. Diese Art der Lagerstätten ist vor allem an Eruptivschlote, aber auch an ihre nähere Umgebung gebunden. Die Goldführung reicht meist nur einige hundert Meter tief und wird dann von Kupferkies, Zinkblende oder einer erzfreien Sterilzone abgelöst.

*Goldführende Pegmatitgänge* werden in Park Valley (Utah) und Silver Peak (Nevada) gebaut. In *Silver Peak* gehen nach SPURR die Pegmatitgänge in Goldquarzgänge über. In gewissem Sinne pegmatitischen Charakter haben auch die altbekannten Gänge von *Beresowsk* (Ural). Senkrecht auf Granitgänge und bisweilen beiderseits noch ein wenig in das Nebengestein hinausreichend liegen enggeschart nach Art der „Leitergänge“ zahlreiche Gängchen von Goldquarz.

Zu den *pneumatolytischen Gängen* sind die Lagerstätten von *Morro Velho* und Passagem im alten Kristallin von Brasilien zu rechnen. In Morro Velho ist eine 150 m lange und 4 m mächtige Erzzone auf 2200 m Tiefe mit einer ziemlich gleichbleibenden Mineralisation von Magnetkies, Arsenkies, Pyrit, Wolframit, Scheelit, Quarz, Siderit und 15 g Au/to aufgeschlossen. Passagem ist ein mächtiger Lagergang mit Quarz, Feldspat und Turmalin. Die Arsenkies-Turmalin-Partien enthalten bis 200 g Gold in der Tonne. Scheelit ist auch der charakteristische pneumatolytische Begleiter der Goldgänge von *Natal* in SW-Afrika, Turmalin

der von *Woskressensk* in Sibirien. Teils pegmatitisch-pneumatolytisch, teils hydrothermal sind die für die russische Goldproduktion sehr wesentlichen Goldquarzgänge von *Kusnezsk* in Sibirien und Balei und Darassum in Transbaikalien.

Eine typische *Kontaktlagerstätte* ist Spring Hill (Montana). An der Grenze des nachtkretazischen Boulder Batholithen gegen carbonische Kalke sind Skarngesteine mit Granat, Epidot, Spinell, Magnetit und Sulfiden entstanden. Das Gold ist vorwiegend an Arsenkies gebunden.

Sehr groß ist die Zahl *hochthermaler Goldlagerstätten von plutonischer Abkunft*. In Noranda (Kanada) enthalten große Körper sulfidischen Derberzes 4–8 g Au/to, zum Teil als Telluride. Die Lagerstätte der *Homestake Mine* in Süddakota ist durch Metasomatose einer stark gefalteten Mergeleinlagerung im Präcambrium entstanden; am reichsten vererzt sind die Scheitel der Sättel. Die im Kapitel über Arsen zu besprechende Lagerstätte von *Boliden* in Schweden führt in ihrem derben Arsenkies-Pyrit 15–18 g Au/to, was eine Jahresproduktion von über 6000 kg Gold zur Folge hat.

Die *Alaska Treadwell Mine* baute im Tagbau einen von zahlreichen Goldquarzgängen durchschwärmten Albitdiorit mit einem Durchschnittsgehalt von 2 g Au/to. Auf der *Alaska Juneau Mine*, der ärmsten und zugleich einer der größten Goldgruben der Welt, gewinnt man das Erz aus sulfidhaltigen Quarz-Albitgängen, die eine lange und breite Ruschelzone in metamorphen Schiefern durchsetzen. Das Roherz hat rund 1 g Au/to, die Jahresförderung beträgt 4700 kg Gold und die Grube arbeitet trotz des armen Erzes mit guten Überschüssen.

Ein weltweit verbreiteter Typ sind die hoch- bis mittelthermalen echten Goldquarzgänge mit etwas Pyrit und Arsenkies. Das großartigste Beispiel ist der *Mother lode* in Kalifornien, ein 192 km langes Gangsystem, das die pazifische Küste am Westrand des gewaltigen Sierra Nevada-Plutons begleitet. Es handelt sich um eine an eine Störung gebundene Reihe von dicht neben- und hintereinander liegenden Gängen, die bis 1500 m Tiefe bergbaulich verfolgt sind. Die Gangfüllung ist Milchquarz. Die bauwürdigen Erzfälle zeichnen sich vor dem goldfreien Quarz durch einen Gehalt von 2% Sulfiden aus und führen 10–12 g Au/to. Eine Änderung mit der Tiefe ist nicht beobachtet. Nördlich davon, an einem kleinen granodioritischen Begleitstock des Sierra Nevada Plutons, sind die Goldquarzgänge von *Grass Valley* gelegen. Rund 20.000 kg Gold kommen jährlich aus den verschiedenen kalifornischen Gangrevieren.

In Europa haben die plutogenen Goldquarzgänge vorwiegend wissenschaftliches und historisches Interesse, da der in früheren Jahrhunderten und zum Teil Jahrtausenden darauf betriebene Goldbergbau bedeutende wirtschaftliche und kulturelle Auswirkungen hatte.

So wurden die Goldgänge in den *Hohen Tauern* (Österreich) schon 150 v. Chr. von den Kelten in Abbau genommen und dann vor allem von 700–1600 n. Chr. intensiv abgebaut. Nach immer wiederkehrenden Versuchen wurden zuletzt 1941–1944 in den beiden Hauptrevieren Radhausberg und Naßfeld durch tiefe Stollenunterfahrungen eingehende Untersuchungen vorgenommen, die jedoch ergaben, daß der mittlere Goldgehalt der bauwürdigen Zonen bei einem Bauwürdigkeitskoeffizienten von einem Viertel nur 7 g Au/to beträgt, was bei einer Meereshöhe der Gänge zwischen 1600 und 2600 m keinen wirtschaftlichen Bergbau ermöglicht. Die Füllung ist Milchquarz mit Pyrit und Arsenkies. Die Tauerngänge bilden den höchstemperierten Kern der mitteltertiären alpinen Metallzonen. Sie setzen geradlinig mit NNO-Streichen durch die Deckenlappen des Zentralgneises und beweisen dadurch nach WILHELM PETRASCHECK, daß sie jünger sind als der alpine Deckenbau. Ähnliche Gänge liegen in der Monte Rosa-Gruppe in den Schweizer Alpen.

Variscischen Alters sind die arsenopyritischen Goldgänge von *Salsigne* in der Montagne Noir in Südfrankreich mit einer Jahresproduktion von 1600 kg Au. Das ist die wichtigste Lagerstätte dieser Gruppe in Europa.

An den Nordrand des mittelböhmisches Granitplutons sind mehrere, im 14. Jahrhundert wichtig gewesene Goldgänge geknüpft: Jilove, Novy Knin, Kassejovice, Libčice u. a.

Eine sehr große Zahl perimagmatischer hydrothermaler Goldquarzgänge wird am Nordhang des *Altai* und in *Jakutien* (NO-Sibirien) abgebaut. Von diesen Lagerstätten leiten sich auch reiche Seifen ab.

Sehr wichtig ist die alte plutogene Goldgangformation in *Australien*. Im Süden des Kontinents, im Staate Victoria, liegen die Felder von *Ballarat* und

*Bendigo*, das erstere durch die Bindung der Goldführung an die Kreuzungsstellen der Gänge mit schwarzen, bituminös-graphitischen Schiefern bekannt, das letztere durch die Satteltgänge, also die Mineralisierung der Aufblätterungshohlräume gefalteter Schichten (Abb. 89). In Mount Morgan war besonders die Basis der Oxydationszone sehr reich, sie enthielt 30–150 g Au/to, was wahrscheinlich mit dem Mangengehalt im Eisernen Hut zusammenhängt. In der westaustralischen Wüste schließlich liegen die Goldgänge von *Kalgoorlie*. Sie setzen in gestörten Grünschiefern auf und ihr Erzinhalt ist durch das reichliche Auftreten von Goldtelluriden gekennzeichnet.

Alte Goldquarzgänge von großer Bedeutung liegen bei *Ashanti* an der westafrikanischen Goldküste.

Die *junge (vulkanogene) Gold-Silberformation* hat ihre Vertreter in den jungen Kettengebirgen.



Abb. 89. Satteltgänge in Bendigo. (Nach S. S. HILIS.)

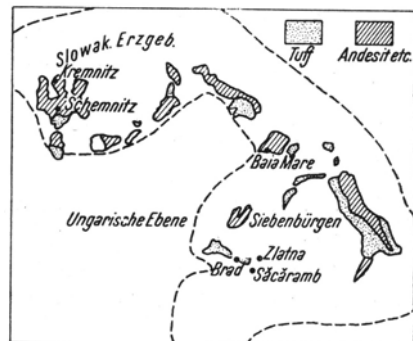


Abb. 90. Die jungvulkanischen Goldbezirke im inneren Karpathenbogen.

In Europa liegen die klassischen Goldlagerstätten dieser Formation im inneren Karpathenbogen. Sie gehörten früher zu Ungarn, jetzt zu Rumänien (Siebenbürgen) und zur Slowakei (Schemnitz-Kremnitz) (Abb. 90). Die *siebenbürgischen* Lagerstätten verteilen sich auf zwei Bezirke: In den Muntii Apuseni liegen die Gänge des berühmten „Goldenen Vierecks“ mit den Gruben von *Brad*, *Sacaramb* (Nagyag), *Capnik*, *Rosia Montana* (Vere-spatak), *Zlatna* und *Baia de Aries* (Offenbanya). Es sind Gänge, welche radial oder tangential zu den weitgehend propylitisierten Eruptivschloten liegen und nur im Bereich der Propylitisierung goldführend sind (Abb. 91). Es gibt auch Erzstöcke in Eruptivbreccien. Die Andesite, Trachyte und Rhyolite sind mittel- und obermiozän. Das Gold tritt teilweise als Freigold im Quarz, an den Gangkreuzen vielfach große Drusen bildend, ferner als feinverteiltes Freigold im Pyrit und in anderen Sulfiden zusammen mit Silbererzen ( $Au : Ag = 1 : 5$ ), schließlich auch als Goldtellurerz — so in *Sacaramb* und *Baia de Aries* — auf. Die Gänge, deren bauwürdige Zonen nach unten konvergieren, verarmen bei einer Tiefe von ungefähr 500 m. Die Gehalte betragen 10–25 g/to. Die größte Grube ist die Zwölf-Apostel-Grube bei *Brad*, deren Jahresproduktion bei 1200 kg Gold liegt.

Der zweite rumänische Goldbezirk liegt in Nordsiebenbürgen bei *Baia Mare* (Nagybánya). Es sind lange Gänge, 1500—2000 m im Streichen verfolgbar, die auch in der kristallinen Unterlage der Eruptiva aufsetzen und deren Goldführung an Magnetkies, Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies gebunden ist. Der Kupferkies nimmt mit der Tiefe zu, womit eine Verarmung des Goldgehaltes verbunden ist. Das Fördererz enthält 5—12 g Au und 50 g Ag in der Tonne. Die jährliche Goldproduktion Siebenbürgens beträgt 5—6000 kg.

Die Goldgänge des *Slowakischen Erzgebirges* sind denen von Nordsiebenbürgen verwandt. Auch sie sind goldführende Sulfiderzgänge. In Kremnitz (Kremnica) kommt das Freigold mit Pyrit und sehr viel Antimonglanz vor, in Schemnitz (Banská Štiavnica) mit silberreichem Bleiglanz ( $\text{Au} : \text{Ag} = 1 : 45$ ). Die Gänge sind mächtige Ruschelzonen, in denen die eigentlichen erzführenden Gangtrümer liegen. Der Goldgehalt der slowakischen Gänge beträgt nur 1—3 g/to, die Jahresproduktion einige hundert Kilo.

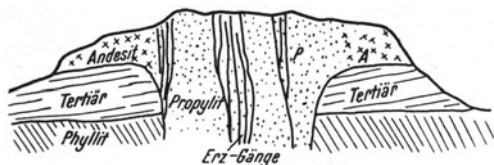


Abb. 91. Schematischer Schnitt durch den Andesitstock von Sacaramb. (Nach B. v. INKEY.)



Abb. 92. Radiale Anordnung der Goldgänge von Cripple Creek. (Nach LINDGREN und RANSOME.)

Gold wird auch aus den jungvulkanischen Kupferlagerstätten SO-Europas als Nebenprodukt gewonnen; Recz in Ungarn, Bor in Jugoslawien (3—5 g/to, Jahreserzeugung rund 1600 kg), Panagjurište in Bulgarien (7 g/to).

Große Gold-Silberlagerstätten sind an den tertiären Vulkanismus im Ostteil der nordamerikanischen Kordilleren gebunden. Die Gänge von *Cripple Creek* in Colorado liegen radial um einen Einbruchskessel, der mit Tuffiten und anderen Sedimenten erfüllt und von echten phonolitischen Schlotbreccien durchsetzt ist (Abb. 92). (Früher hatte man das ganze Areal für einen riesigen Explosionschlot gehalten, doch hat A. H. KOSCHMANN den starken Anteil von Sedimenten nachgewiesen). Die zahlreichen Gangspalten führen Quarz, Adular, Flußspat und Goldtelluride. Die Jahresproduktion beträgt etwa 4000 kg Gold bei einem Gehalt von 10 g, früher 50 g/to.

Die großen Lagerstätten von Nevada haben heute nicht mehr die Bedeutung wie einst. Der *Comstock Lode*, die reichste Edelmetallanhäufung der Welt auf engem Raum, ist 3 km lang und nahe der Erdoberfläche bis 100 m mächtig. Er liegt in propylitisiertem Andesit. Die Adelszonen, deren Gehalt bis zu 500 g Au und 18.000 g Ag in der Tonne betrug, machen aber nur einen ganz geringen Bruchteil dieser Gangmasse aus. Der Gang hat seit 1859 insgesamt 214.000 kg Gold und 4,820.000 kg Silber geliefert. Der Bergbau wurde durch Einbruch heißer Quellen in der Tiefe, deren Temperatur 46—81 Grad Celsius betrug und die bezeichnenderweise einen Gehalt von 2,9 Milligramm Silber und 0,29 Milligramm Gold in der Tonne gelöst enthielten, zum Erliegen gebracht. — Die Gänge von *Goldfield* (Nevada) liegen in alunitisierten Andesiten. Aus ihnen stammen insgesamt 130.000 kg Gold. Tonopah ist vorwiegend eine Silberlagerstätte.

Diese Lagerstättengroßprovinz setzt sich nach Mexiko und Südamerika fort; zu ihr gehören: El Oro (Au : Ag = 1 : 10), Parral (Au : Ag = 1 : 150), Pachuca und Titiribi.

In Südostasien ist die jungvulkanische Goldformation auf den Philippinen vertreten, aus deren Gängen 1938 etwa 28.000 kg Gold und 36.000 kg Silber gewonnen wurden. Die Lagerstätte *Redjang Lebong* auf Sumatra ist bekannt wegen des Selengehaltes der dortigen Golderze.

*Goldseifen* gibt es in fast allen großen Goldbezirken der Erde. Die Seifenlagerstätten Californiens, deren Entdeckung vor 100 Jahren einen wahren Goldrausch verursachte, liefern heute jährlich etwa 6000 kg bei einem durchschnittlichen Gehalt von 0,3% g/to. Geologisch und wirtschaftlich interessant sind die marinen Seifen von *Cape Nome* in Alaska. Es sind alte Strandseifen, die infolge der nachdiluvialen Hebung der Küste 4 km landeinwärts und 23 m über dem Meeresspiegel liegen. Die goldführenden Sandstreifen sind 30–200 m breit, 9 km lang und 2–4 m mächtig. — Vor dem ersten Weltkrieg lieferten sie bei einem Gehalt von 1 g/to jährlich 10–20.000 kg, jetzt nur mehr einige tausend Kilo. Zu den größten fluviatilen Seifen der Erde gehören diejenigen der Provinz *Choco* in Columbien — mit Platin neben dem Gold — und die des Staates *Victoria* in Australien, welche im Jahre 1856 fast 100.000 kg Gold lieferten, darunter einige berühmte Nuggets mit 68 und 84 kg Gewicht. Diese Seifen sind aber jetzt sehr unbedeutend geworden.

Der größte Goldbezirk der Erde, aus dem über die Hälfte der Weltproduktion stammt, ist das *Witwatersrandgebiet* um Johannesburg in Südafrika. Es ist umstritten, ob hier eine metamorphe Seifenlagerstätte oder eine riesige hydrothermale Imprägnationslagerstätte vorliegt.

Das Gold des Witwatersrandes findet sich in Konglomeratlagen, welche zwischen eine sehr mächtige Serie von algonkischen Quarziten eingeschaltet sind. Die wichtigste derselben ist die Gruppe des Main Reefs, welche aus drei Konglomeratschichten zu je 1 m Mächtigkeit besteht.

Der Ausstrich des Main Reefs ist auf 80 km streichende Länge bekannt. Durch magnetische Messungen von KRAHMANN ist ein Magnetitschiefer, der als Leitschicht unter der Main Reef Gruppe liegt, noch weit im Westen unter den diskordant auflagernden Karoo-Schichten erkannt worden und ist daraufhin das Main Reef noch westlich von Klerksdorp erbohrt worden. So ist die O-W-Ausdehnung des Goldlagers heute auf eine Entfernung von rund 250 km bekannt. Die Schichten fallen mittelsteil, in der Tiefe sich verflachend, nach Süden ein. Der Bergbau ist ihnen sehr tief gefolgt, was nur durch eine ungewöhnlich große geothermische Tiefenstufe — 1 Grad Celsius Wärmezunahme auf 130 m — möglich ist. Die tiefsten Gruben sind rund 3000 m tief. Goldgehalt und Art der Erzführung ändern sich mit der Tiefe grundsätzlich nicht.

Das goldführende Konglomerat besteht aus Quarzgeröllen mit kieseligem Bindemittel. Im Bindemittel erscheinen Kristalle von Pyrit, Chlorit und Serizit. Das Gold selbst ist außerordentlich fein — zu einem beträchtlichen Teil mit Korndurchmessern von 0,01–0,06 mm — teils im Zement, teils auch in den Geröllen verteilt. Eigentliche „Schweremineralien“ sind in dem quarzitisches kieseligen Bindemittel relativ selten. Es findet sich immerhin Zirkon, Chromit, Platin und Osmiridium, die beiden letzteren Metalle in Form gerundeter Körnchen. Ebenso tritt der wichtige Uraninit in runden Körnchen auf; ein anderer Teil des verbreiteten Urangehaltes, der im Mittel 200 g/t ausmacht, ist an kohlige Substanz gebunden. Der Goldgehalt liegt in der primären Zone meist zwischen 4,5 und 10 g/to. Einzelne Streifen mit gröberen Geröllen sind reicher und werden als „pay streaks“ bezeichnet.

Für die Deutung als alte metamorphe Seifenlagerstätte werden folgende Umstände angeführt: die ungeheure flächenhafte Ausdehnung und stratigraphische Horizontbeständigkeit sowie das Vorhandensein zahlloser, wenn auch kleiner älterer Goldgänge in dem im Norden liegenden archaischen Grundgebirge, welches Abtragungsgebiet war. — Die Vergesellschaftung des Goldes vorwiegend mit dem Pyrit im Bindemittel, die fehlende Abrundung der Körner, die Anwesenheit von Chlorit und Serizit sowie die Anreicherung in den „pay streaks“ mit größerem Porenvolumen werden durch Lösungsumsatz bei der Metamorphose erklärt.

Die Anhänger der hydrothermalen Deutung können die zuletzt genannten Argumente ebenfalls für sich heranziehen. Sie verweisen dazu noch auf die Armut an Magnetit, Ilmenit und anderen „black sand“-Mineralien sowie auf den relativ hohen Cu- und Ag-Gehalt der Goldkörnerchen. Das Fehlen von „black sand“ hat P. RAMDOHR in überzeugender Weise durch eine nachträgliche Verschwefelung erklärt, indem er erzmikroskopisch Rutilnadeln in gerundeten Pyritkörnern nachwies. Diese Körner sind somit aus ursprünglichem Magnetit mit Ilmenit-entmischungen gebildet worden.

Der Witwatersrand liefert rund die Hälfte der Weltgoldproduktion.

Die wichtigsten Goldproduzenten sind die Südafrikanische Union, die Sowjetunion, die Vereinigten Staaten, Canada, Mexiko, Columbia, die Philippinen, Australien und in Europa Rumänien und Schweden.

*Literatur:* G. BERG und F. FRIEDENSBURG, Das Gold (Die metallischen Rohstoffe, Heft 3, Stuttgart 1940). — W. H. EMMONS, The gold deposits of the world, New York 1937. — J. L. IDRIESS, Prospecting for Gold, Sydney 1932. — M. LEGRAYE, Origine et formation des gisements d'or. Liège 1942.

## 2. Silber

Erzminerale:	ged. Silber	Ag	100%	D = 10
	Silberglanz	Ag <sub>2</sub> S	87%	D = 7
	lichtes Rotgültigerz (Proustite)	Ag <sub>3</sub> AsS <sub>3</sub>	65%	D = 5,6
	dunkles Rotgültigerz (Pyrargyrit)	Ag <sub>3</sub> SbS <sub>3</sub>	60%	D = 5,8
	Stephanit	5 Ag <sub>2</sub> S · Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	68%	D = 6,2
	Polybasit	8 Ag <sub>2</sub> · Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	75%	D = 6
	Hornsilber	AgCl	75%	D = 5,5

Bei den eigentlichen Silberlagerstätten liegt die Bauwürdigkeitsgrenze bei etwa 450 g/to. Zumeist aber ist das Silber Nebenprodukt der Verhüttung von Blei-, Kupfer- oder Golderzen. Hier wird es unter Umständen schon bei einem Gehalt von 50 g/to, meist aber erst von 100 g/to aufwärts gewinnungswürdig.

Silber ist ein ausgesprochen chalkophiles Element. Seine Lagerstättentypen sind darum denen des Kupfers ähnlich, wenngleich es in der hydrothermalen Abfolge meist in anderen Paragenesen erscheint. Die für die Silbergewinnung wichtigen Gangformationen sind:

1. Die Kobalt-Wismut-Silber-Uran-Formation.
2. Die subvulkanische Gold-Silber-Formation.
3. Die subvulkanische Kupfer-Arsen-Formation.
4. Die nur in Bolivien vorkommende Silber-Zinn-Formation.
5. Die Blei-Silber-Zink-Formation.

Erfahrungsgemäß ist der feinkörnige Bleiglanz häufiger silberhältig als der grobkristalline.

Da Silber leicht als Sulfat in Lösung geht, aber auch leicht wieder gefällt wird, bildet es ausgeprägte Zementationszonen. Aus demselben Grunde erscheint

es bisweilen ebenso wie das Kupfer in Lagerstätten der ariden Konzentration (Silbersandsteine) und schließlich chemisch-sedimentär zusammen mit dem Kupfer im Kupferschiefer.

Alle diese Lagerstättengruppen sind in den vorigen Abschnitten schon behandelt worden, so daß nur eine speziell auf das Silber bezügliche Angaben gebracht werden sollen.

Der Cobalt-Distrikt in *Ontario*, Canada (S. 76) ist eine der größten Silberlagerstätten der Erde. Das Silber erscheint zumeist gediegen, wobei es oft von arsenidischen Kobalterzen umkrustet ist. Bis zu 7,50 kg schwere Silberblöcke wurden gefunden. Von 1903—1930 hat der Distrikt 14.000 to Silber geliefert. Dann ging die Produktion auf einen Jahresdurchschnitt von 140 to zurück. — Silbererz, Kobalt, Nickel und Uran finden sich am großen Bärensee.

Auf europäischem Boden ist die Co-Ni-Ag-Bi-Formation vor allem im westlichen *Erzgebirge* entwickelt. Den Anlaß zum Bergbau in den Orten Annaberg, Johanngeorgenstadt, Joachimsthal u. a. hatte die Silbererzföhrung der oberen Teufen gegeben (Thaler ist Joachimsthaler!). Carbonate sind auch hier die Hauptgangart. Die eigentlichen Silberträger sind Silberglanz und gediegen Silber.

Mehr als  $\frac{3}{4}$  der Welt-Silberproduktion stammen vom amerikanischen Doppelkontinent, und zwar zum überwiegenden Teil aus jungvulkanischen Lagerstätten. Ein silberreicher Lagerstättenzug zieht von Nevada bis Bolivien. Das eigentliche Silberland ist Mexiko.

Unter den Gold-Silbergängen der Vereinigten Staaten hatten wir den Comstock lode, *Tonopah* und Goldfield schon genannt. In *El Oro* (Mexiko) werden zahlreiche lange Gänge gebaut mit 27—60 g Au und 150—300 g Ag/to. Die eigentlichen Silberlagerstätten *Mexikos* sind von dem verbreiteten dazitisch-rhyolithischen Vulkanismus des Hochlandes und der Sierra a Madre abzuleiten. Die Gänge setzen teils in den Eruptiven, teils in den unterlagernden Kreideschichten auf. Rasche primäre Teufenunterschiede und starke Propylitisierung sind Kennzeichen dieser typisch vulkanogenen Lagerstätten. Die reichen Silbererze, wie Silberglanz, Rotgültigerz, Silberfahlerz u. a. sind auf die oberen Teufen beschränkt. Darunter erscheint mehr oder weniger silberhaltiges Blei-Zink- oder Antimonerz. Die Gangarten sind Quarz, Chalzedon, Kalkspat und Manganspat. Hornsilber findet sich bisweilen im Oxydationsbereich.

Als wichtige Lagerstätten seien erwähnt: Sabinal (mit beibrechenden Co-Bi-Erzen), Zacatecas (0,2% Ag im Fördererz), Fresmillo, La Luz (0,4%, d. i. 4000 g Ag/to!) und Pachuca.

Von den Lagerstätten der Kupfer-Arsen-Formation liefern Silber in nennenswerten Mengen: Butte (S. 94) mit etwa 50 g Ag/to Kupfererz und 240 g Ag/to Blei-Zinkerz, wobei die Lagerstätte allein bis zum Jahre 1930 schon 14.000 to Silber produziert hat; ferner Tsumeb (S. 93) mit deutlicher Bindung des Silbers an das Kupfererz, Tintic, *Cerro de Pasco* mit 400 g Ag pro Tonne Kupfererz u. a. m.

Unter den bolivianischen Zinn-Silberlagerstätten sei an erster Stelle *Cerro de Potosi* genannt. Dicht bei einem jungtertiären Dazitvulkan setzt ein Gangsystem auf, das oben verzweigt ist und sich nach unten zu einem Wurzelgang vereinigt. In den oberen Zonen erscheinen neben Nadelzinn Silberfahlerz, Rotgültigerz, Silberglanz und gediegen Silber. Kolloidale Strukturen sind häufig. Ähnlich ist die Lagerstätte von Chocaya ausgebildet.

Auch ein Teil der silberhaltigen Blei-Zinkerze gehört zur subvulkanischen Gruppe. Im allgemeinen sind nur die heiß- und mittelthermalen Bleierze silberreich, während die kühlen, telemagmatischen sehr silberarm sind. Die kiesigblendigen Bleierze der Granite-Bimetallic Mine 50 km nordwestlich von Butte führen 600—900 g Ag/to. In Bolivien liegt die große subvulkanische Lagerstätte

von *Pulacayo*. Neben Quarz, Pyrit und heller Zinkblende kommt sehr silberreiches Fahlerz vor. Die Blei-Zinkerze von Trepča in Jugoslawien (S. 102) enthalten 100 g Ag/to.

Jungvulkanisch sind auch die silberreichen Bleierzgänge von *Cartagena* und *Mazarron* in Südspanien. Das Bleierz der oberen Teufen enthält dort 1000 bis 6000 g/to. Eine der wichtigsten Gruben ist St. Anna bei Mazarron mit einem nach oben sich verästelnden Gang, der carbonatische Gangart und ein Fördererz zu 1500 g Ag/to hat.

Tiefenvulkanischer Abkunft sind dagegen die Gänge des Coeur d'Alene-Districts in Idaho (S. 111). Der Silver Belt in diesem Distrikt ist eine breite Seritisationzone, in welcher die Gänge mit Siderit und Silberfahlerz liegen. Die reichen Erze setzen bis fast 700 m Tiefe hinab. Allein die Sunshine Mine produziert jährlich 200–300 to Silber. — Auch die kontaktpneumatolytisch-hydrothermalen Bleierze von Leadville (S. 102) enthalten reichlich Silber.

Die plutogenen apomagmatischen Pb-Zn-Gänge der variscischen Metallogene in Europa waren die Grundlage eines wichtigen Silbererzbergbaues im Mittelalter. Heute hat nur der *Penarroya-Distrikt* in Spanien eine wirtschaftliche Bedeutung (S. 110). Die Gänge führen dort 300–3000 g Ag/to. Das Silber tritt im Bleiglanz hier wie anderwärts in Form winziger Einschlüsse von Silberglanz auf. —

Unter den Gängen des *Freiberger Reviers* (S. 109) sind vorwiegend die der edlen Quarzformation und der carbonspätigen Bleierzformation silberreich. Gangkreuze waren besonders ergiebig. — Auch im Oberharz und in Böhmen ist das Silber an karbonspätige Bleierzgänge gebunden.

Eine interessante Silberlagerstätte sedimentärer Art ist der Silbersandstein des *Silver Reefs* in Utah. Ein Triassandstein ist lagenweise mit Silbererz imprägniert, und zwar oberhalb des Grundwasserspiegels mit Hornsilber, unterhalb desselben mit Silberglanz und gediegen Silber. Besonders reich waren fossile Pflanzenreste vererzt, was ja auch sonst bei den Ausfällungslagerstätten aus aridkonzentrierten Verwitterungslösungen die Regel ist. Um 1880 hatte die Lagerstätte eine wirtschaftliche Bedeutung, heute ist sie erschöpft. — Auch einige Redbed Kupfer- und Vanadiumlagerstätten der westlichen Vereinigten Staaten führen nebenbei etwas Silber.

Als chemisch sedimentäre Bildung erscheint das Silber schließlich im *Mansfelder Kupferschiefer* (S. 97). Das Fördererz enthält im Mittel 140 g Ag/to in sulfidisch gebundener Form. Die jährliche Silberproduktion aus dem Mansfelder Schiefer beträgt über 100.000 kg.

Das meiste Silber der Welt stammt aus Mexiko, den USA, Peru, Bolivien, Japan und Australien.

### 3. Platin und Platinbegleiter

Erzminerale:

ged. Platin (Eisenplatin)	Pt mit Fe, Pd, Ir, Os	75–84% Pt	D = 14–20
Sperrylith	Pt As <sub>2</sub>	56% Pt	D = 9
Stibiopalladinit	Pd <sub>3</sub> Sb	70% Pd	D = 9,5

Die untere Bauwürdigkeitsgrenze primärer Platinlagerstätten hängt sehr von der Aufbereikbaarheit des Erzes ab. Bei den verhältnismäßig grobkristallinen Horthonolithstöcken Südafrikas beträgt sie 3 g Pt pro Tonne, sonst 5–10 g. Der Nickelmagnetkies von Sudbury enthält als Sperrylith 0,2 g Pt/to, doch wird trotz dieses geringen Gehaltes das Edelmetall als Nebenprodukt der Nickel-



Elektrolyse in großem Umfang gewonnen. Seifenplatin ist im mechanisierten Großbetrieb bis 0,2 g/to gewinnbar.

Platin ist ein ausgesprochen siderophiles Element, wie schon seine natürliche Legierung mit Eisen (7–13% Fe) zeigt. Es ist im Meteoreisen (mit 20 g Pt/to!) und in den basischen Ausscheidungen der Silikathülle beheimatet. Je basischer das Muttergestein ist, umso größer ist die Eisenbeimengung des Platins. Platin findet sich aber nicht nur als gediegenes Metall in den dunitischen Gesteinen (Ural, Columbien, Hortonolithstöcke Südafrikas), sondern auch teils gediegen, teils als Sperryolith in Pyroxeniten und in den mit ihnen verknüpften Nickel-Magnetkiesen (Sudbury, Merensky Reef des Bushveldes), ja sogar vereinzelt auch in kontaktmetamorphen Kalksilikاتفelsen angrenzend an hochbasische Gesteine (Vaalkop im Bushveld, Balsfjord in Norwegen) und in hydrothermalen Ganglagerstätten (Pt-führender Quarz-Eisenglanzgang von Waterberg am Nordrand des Bushveld-Massivs mit einigen 100 g Pt/to!). Dieses aus Restlösungen abgeschiedene Platin ist relativ reicher an Palladium. Das leitet über zu den Kontakt-Palladium-Goldlagerstätten von Candonga und Gongo Socco in Brasilien und zu den Pt-Pb-haltigen Kupfererzergängen von Wyoming (mit 12%, 9 g Ag, 6 g Pt und 7 g Pd).

Auch Iridium und Osmium sind dem Platin beilegiert. Zusammen mit Gold — ohne Platin — finden sich diese beiden Metalle in tasmanischen Goldseifen und vor allem in den Goldkonglomeraten des Witwatersrandes, woselbst der Gehalt zwar nur 0,003–0,03% g/to beträgt, was aber doch insgesamt eine Produktion von einigen hundert Kilo pro Jahr ergibt.

Die wichtigsten und vor allem ältest bekannten Platinlagerstätten der Erde sind die des mittleren *Ural*. Der Dunit enthält im Durchschnitt nur 0,05–0,5 g Platinmetalle pro Tonne und ist darum im allgemeinen nicht bauwürdig. Immerhin gibt es auch zahlreiche Stellen größerer Metellanreicherung im Gestein, aus denen eine Gewinnung möglich ist. Erz mit 5 g/to wird abgebaut. Das gediegene Platin ist mit Olivin, Augit, Chromit und Magnetit verwachsen.

Die Hauptproduktion des Urals stammt aus den Seifen. Der lockere Abhangschutt der kahlen Serpentinberge wird zu Tale gebracht und dort verwaschen. Früher hat man im Handbetrieb reiche eluviale Seifen mit 100 g/to und mehr ausgebeutet, heute spielen die Fluß-Seifen eine größere Rolle, deren mittlerer Gehalt 1–3 g/to beträgt. Wie bei den Goldseifen ist auch hier die unterste Schicht die reichste. Gelegentlich wurden große Platinklumpen gefunden, deren schwerster 9,6 kg wog.

Die jährliche Platinproduktion des Urals wurde auf 5000 kg geschätzt.

Ganz analoge Lagerstätten liegen in der südamerikanischen Republik *Columbien*. Das primäre Erz ist an Serpentin gebunden. Die Hauptproduktion — ca. 100 kg im Jahr — stammt aber auch hier aus Seifen.

Im Jahre 1925 wurden die bedeutenden Pt-Lagerstätten des *Bushveld Massivs* entdeckt. Es handelt sich um verschiedene Lagerstättentypen. Einen gewissen Pt-Gehalt (1–10 g/to) haben manche horizontale Chromitlagen dieses Massivs. Besonders Pt-reich sind aber einige quer durchsetzende Schlote von gröber kristallinem Eisenolivin-Fels, dem sogenannten Hortonolith. Die Schlote haben einen Durchmesser von 100 m und mehr. Der Pt-Gehalt nimmt von außen (3 bis 10 g/to) gegen innen (65 g/to) zu und erreicht Höchstwerte von über 100 g dort, wo der Olivinfels pegmatitisch mit größeren Hornblende- und Biotitkristallen ausgebildet ist. Das Platin tritt gediegen auf. Das wichtigste Vorkommen liegt bei der Farm Onverwacht.

Der dritte Typ der Bushveld-Lagerstätten ist das sogenannte Merensky Reef, eine sulfidhaltige Noritlage von 0,8–1,5 m Mächtigkeit und einigen 100 km

streichender Ausdehnung im SW-Teil (Rustenburg) und O-Teil (Lydenburg) des Massivs. Diese Lage liegt schon in den höheren, schichtig differenzierten Horizonten der gewaltigen Intrusivplatte (s. auch S. 68). Der Sulfidgehalt des Norits, bestehend aus Magnetkies, Pentlandit und Kupferkies, beträgt nur 2–3%, der Platingehalt 10–15 g/to. Das Platin und mit ihm das Palladium und die anderen Pt-Begleiter treten teils gediegen, teils als Sperryolith, größtenteils aber als isomorphe Beimengung des Nickelmagnetkieses auf.

Bezeichnend für die systematische Aufsuchung eines schwer erkennbaren Metalls ist die Entdeckung dieser Lagerstätte durch den auch bei der Diamantensuche sehr erfolgreich gewesenen deutschen Afrikaforscher MERENSKY. Eingeborene Prospektoren brachten ihm einmal in einem Sickertrug herausgewaschene silberhelle Körnchen, die er als Platin erkannte. Er veranlaßte daraufhin eine umfangreiche Untersuchung der Fluß-Sande durch Waschproben und fand damit, daß das Platin offenbar aus dem differenzierten Stockwerk des Massivs stammen müsse. Unter Berücksichtigung des bekannten Pt-Gehaltes von Sudbury gab MERENSKY seinen Leuten nunmehr die Parole: „Kupfer und Nickel sind Freunde des Platins“. Es wurde also in den anstehenden Gesteinen nach den auffällig grünen Oxydationsprodukten dieser beiden Erze gesucht und so das Reef entdeckt.

Einen gewissen Pt-Gehalt haben auch die skandinavischen Nickel-Magnetkiesvorkommen. Besonders reich ist eine Lagerstätte am unteren Jenissei in Sibirien, die bis 5500 g Pt in der Tonne Kies enthalten soll.

Platinproduzenten sind Canada, die Sowjetunion, Columbien und Südafrika.

## V. Metalle für Sonderzwecke

In dieser Gruppe sei eine Reihe von Metallen zusammengefaßt, welche selten sind oder doch wenigstens nicht in großen Mengen gewinnbar auftreten und welche schon darum nur als Zusätze zu Legierungen und für Sonderzwecke in der chemischen und physikalischen Industrie und der Atomenergie Verwendung finden.

Alle diese Metalle nehmen in der Abfolge der lagerstättenbildenden Vorgänge nur sehr eng begrenzte Abschnitte ein, manche erscheinen angereichert im Kreislauf der Stoffe überhaupt nur an einer Stelle. Bemerkenswerter Weise sind dabei diejenigen Metalle, welche sich in der magmatischen Abfolge nur aus den kühlesthen Lösungen abscheiden (Hg, Sb), in den sedimentären Bildungen praktisch überhaupt nicht wieder zu finden; die vorwiegend aus thermalen Lösungen abgeschiedenen Elemente (As, U) treten bisweilen auch in sedimentären Lagerstätten auf oder erscheinen zumindest in solchen als deutliche Beimengung angereichert; die primär nur in Erstarrungsgesteinen oder Pegmatiten beheimateten Elemente (Ti, Zr, Ce) werden zur Hauptsache aus Seifen gewonnen. Nur die Lagerstätten des Uran sind mannigfaltig.

### 1. Quecksilber

Erzminerale: Zinnober HgS	86 Hg	D = 13,6
ged. Quecksilber Hg	100% Hg	D = 8

Die Bauwürdigkeitsgrenze von Quecksilbererz liegt bei etwa 0,3% Hg. Quecksilber wird für die Goldamalgamierung, für physikalische Instrumente und in Form verschiedener Salze für chemische und pharmazeutische Erzeugnisse gebraucht.

Das Quecksilber erscheint lagerstättenbildend nur in den kühl und oberflächennah entstandenen Erzvorkommen. Es tritt als Zinnober oder als gediegen

Quecksilber auf. Quecksilberfahlerz hat keine wirtschaftliche Bedeutung. Im sedimentären Bereich verschwindet das Quecksilber für die praktische Nutzbar-machung. Immerhin enthalten die sandig-tonigen Ablagerungen im Durchschnitt 0,5 g Hg/to, d. i. fünfmal soviel, als dem Mittel der Eruptivgesteine entspricht.

Ein Übergang von Zinnerlagerstätten in tiefere Metallzonen mit anderen Erzen ist nie beobachtet worden. Ein Teil der Hg-Lagerstätten ist plutogen-telemagmatisch, ein anderer vulkanogen.

Das Zinnererz bildet meist keine Gänge, sondern Imprägnationen von porösen Sandsteinen und Zerrüttungszonen.

Die reichste Quecksilberlagerstätte der Erde ist *Almaden* in Spanien an dem Nordhang der er reichen Sierra Morena gelegen und als magmenfernste Lager-stätte dieser variscischen Metallprovinz aufzufassen. In einer Serie altpaläozoischer Schichten sind steil stehende ordovizische Quarzite horizontweise mit Zinner imprägniert. Es entstanden so drei parallele Erzlin sen, jede 3–10 m mächtig, 200 m lang und bis zu 400 m Tiefe aufgeschlossen. Der mittlere Quecksilber-gehalt beträgt 6%, in einzelnen Lagen sogar 14–20%. Der Zinner erfüllt die Poren des Quarzits, liegt auf den Schichtungsflächen oder bildet ein Netzwerk von Äderchen. Bei den reichen Erzen ist der Quarz auch metasomatisch verdrängt. Die Jahresproduktion von Almaden und den umliegenden kleineren Quecksilbervorkommen beträgt 1000–1300 to.

Zu den vulkanogenen Lagerstätten gehört auch *Idria* in Krain (Jugoslawien). Erzbringer ist der triassische Porphyritvulkanismus. Die Lagerstätte ist an eine große, tiefgreifende Überschiebungsfläche gebunden, an der Trias und Carbon auf Kreidekalk aufgeschoben ist. Das Erz liegt in den zerrütteten Gesteinen der verfalteten und verkneteten Trias- und Carbonschichten. Die reichsten Imprägnationen finden sich in den Muschelkalkbreccien dort, wo Schiefer als impermeable Gesteine darüber liegen. Neben fast derbem Zinner mit 75% Hg (Stahlerz genannt wegen einer Graufärbung durch Bitumen) kommen verschiedene Arten imprägnierter Gesteine vor, die je nach ihrem Aussehen als Lebererz, Ziegelerz u. dgl. bezeichnet werden. Der Durchschnittsgehalt des Erzes liegt bei 0,7–1% Hg. Etwas Pyrit, Schwerspat und Flußspat sind seltene Begleiter. — Die Quecksilberproduktion betrug jährlich 400–500 to. — Im Drautal in Kärnten sind noch einige kleine Quecksilbervorkommen bekannt. So wurde z. B. bei Dellach ein 120 m langer und ebenso tiefer Quarzgang mit Arsenkies, Zinner und gediegen Quecksilber, der in phyllitischen Schiefern aufsetzt, im vorigen Jahrhundert mit bescheidener Förderung abgebaut.

An den Vulkanismus der Oberfläche geknüpft ist auch die dritte große Quecksilberlagerstätte Europas, *Monte Amiata* in Toskana. Im Kontaktbereich eines Trachytvulkans, welcher Nummulitenkalk und oberkretazische Mergel durchbricht, sind die Sedimente weitgehend zerrüttet und thermal umgewandelt. Diese Umwandlungsprodukte sind feinstens mit Zinner imprägniert, so daß sie im Mittel 0,9% Hg enthalten. Die Jahresförderung dieser Lagerstätte schwankt zwischen 1000 und 2000 to.

Im Siebenbürgischen Goldrevier liegt bei *Valea Dosului* eine kleine vulkanogene Quecksilberlagerstätte, aus der 1940 500 kg Hg gewonnen wurden.

Bedeutende Lagerstätten vulkanischer Abkunft sind in Californien, Texas und Mexiko an den jungpliozänen Vulkanismus geknüpft. Meist sind in der näheren oder weiteren Umgebung von Andesitdurchbrüchen verrus selte mesozoische Sandsteine, Kalke und Serpentine mit Zinner imprägniert. Chaledon und Quarz sind die üblichen Gangarten. Die wichtigsten Gruben sind die New Almaden Mine, welche bis 700 m Tiefe abgebaut wird und New Idria Mine in Californien.

Quecksilberproduzenten sind Italien, Jugoslawien, Spanien, die USA und Mexiko.

## 2. Antimon

Erzminerale: Antimonglanz $\text{Sb}_2\text{S}_3$	71% Sb	D = 4,5
Boulangerit $5 \text{ PbS} \cdot 2 \text{ Sb}_2\text{S}_3$	25% Sb	D = 5,7
Senarmontit $\text{Sb}_2\text{O}_3$	83% Sb	D = 5,0

Die Bauwürdigkeitsgrenze für Antimonerz, welches durch Handscheidung zu einem 40–50%igen Konzentrat angereichert und dann direkt verhüttet wird, beträgt ca. 8% Sb. Erze, welche maßmechanisch oder flotativ aufbereitet werden, sind ab 4–6% bauwürdig; doch sind die Antimonlagerstätten selten groß genug, um eine Aufbereitungsanlage zu tragen. Das zur Verhüttung gelangende Antimonerz darf maximal 0,25% As und 0,75% Pb + Cu enthalten.

Die Hauptverwendungsart des Antimons ist die Härtung des Bleis, weshalb dieses Element zu den ausgesprochenen Kriegsmetallen gehört. Da nun sehr viele Bleiglanze selbst einen Gehalt von einigen Zehntel oder Hundertstel Prozent Sb haben, ist ein beträchtlicher Teil der so ausgenützten Antimonerzeugung gar nicht erfaßbar.

Antimon ist ein chalkophiles Element und nimmt lagerstättenkundlich eine Stellung ein, die etwa zwischen der des Quecksilbers und des Bleis liegt. Die Antimonglanzvorkommen sind z. T. magmenfern, z. T. aber auch zusammen mit heißthermalen Erzen gebildet. Das gilt für die vulkanogenen Lagerstätten und für die nicht seltene Paragenese Scheelit-Antimonit. Es handelt sich um Gänge, die meist quarzige Gangart haben, zum Teil aber auch um metasomatische Vorkommen, was im Vergleich zum Quecksilber schon auf eine stärkere Aggressivität der Lösungen schließen läßt.

Bournonit, Boulangerit und Antimonfahlerz erscheinen in mesothermalen Lagerstätten. Der Antimongehalt des Bleiglanzes nimmt nach Untersuchungen von K. HÖHNE mit dessen Bildungstemperatur zu: Der Bleiglanz von Joplin und Bleiberg ist Sb-frei, der von Oberschlesien enthält 0,02–0,03% Sb, der der mesothermalen Gänge des Riesengebirges und von Freiberg 0,1–0,8% Sb und der von Příbram 0,9% Sb. Nur zum geringsten Teil ist dieser Sb-Gehalt der Bleiglanze auf sichtbare Einschlüsse von Sb-Fahlerz u. dgl. zurückzuführen; zur Hauptsache liegen wohl submikroskopische anormale Einlagerungen vor.

Bei der Verwitterung des Antimonglanzes bilden sich Oxyde und Hydroxyde, welche verhältnismäßig schwer löslich und darum ortsbeständig sind (Antimonblüte, Antimonocker und Senarmontit). Nur wenn diese Mineralien weggespült werden, tritt eine Verarmung der Ausbisse ein. Bei *Sidi Rgheiss* in Algier ist ein kretazischer Kalkstein mit Senarmontit in bauwürdiger Weise durchsetzt. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine oxydierte sulfidische Lagerstätte.

In Europa wird Antimon aus den variscischen Massiven Frankreichs gewonnen, woselbst zahlreiche Ganglagerstätten liegen (La Lucette in der Vendée, Martigne in der Bretagne, vor allem aber Massiac u. a. Vorkommen im *Zentral-plateau*). Die Gänge führen Quarz und Antimonglanz, zum Teil auch etwas Arsenien. Ihre bauwürdige Mächtigkeit beträgt 0,2–0,6 m.

Auch einige der variscischen Goldgänge Böhmens sind reich an Antimonglanz (Milešov, Příčov).

Im allgemeinen aber ist die Antimonführung stärker an die jungen Gebirgsketten gebunden, was wahrscheinlich mit der weniger tief reichenden Abtragung derselben zusammenhängt, derzufolge auch telemagmatische Lagerstätten besser erhalten sind. In den jungalpidischen Gebirgen Europas und Asiens nimmt der

Antimonreichtum gegen Osten zu. In SO-Europa hängt die Antimonvererzung mit dem tertiären Andesitvulkanismus zusammen.

Die westlichste Lagerstätte dieser Art ist *Schlaining* im Burgenland (Ost-Österreich). Die halbmetamorphen, paläozoischen Schiefer und Kalke dieses östlichsten Teiles der Zentralalpen werden bei Schlaining von einer 5 km langen Kluft durchsetzt, die dort, wo sie die kalkigen Schiefer quert, mit Antimonglanz und Quarz erfüllt ist. Von der Kluft geht eine metasomatische Vererzung der an sie anstoßenden Kalkschiefer und Kalke aus, so daß neben dem echten Gang auch sogenannte Lagergänge entwickelt sind (Abb. 93). Das Hauwerk von Schlaining enthält 6,5–8,5% Sb. Die Jahresproduktion schwankt zwischen einigen 100 to und 1000 to Sb-Metallinhalt.

Weiter ostwärts liegt eine große Zahl von Antimonerzgängen bei Spiška Bana, Banská Bistrica und Mezibrod in den *slowakischen* Karpathen. Es handelt sich um einen 40 Kilometer langen Gangzug, der in die Gruppe der anderen slowakischen Erzgebirgsgänge eingeschaltet ist. Die Gangmächtigkeiten schwanken zwischen 0,2 und 1 m. Die im Streichen des Gebirges verlaufenden Lagergänge bei Mezibrod führen goldhaltigen Quarz, Antimonglanz und Arsenkies, die quer verlaufenden Gänge nur Quarz und Antimonglanz. Die Erzführung ist an ausgeprägte, bis einige hundert Meter lange Erzfälle gebunden, in denen das Derberz bis 0,5 m mächtig wird. Das Hauwerk enthält etwa 6–15% Sb. Auffällig ist der konstante Goldgehalt des Antimonerzes. Dies knüpft ein Band der Blutsverwandschaft der apomagmatischen plutogenen Gänge des Slowakischen Erzgebirges zu den Sb-reichen Gold-Silberlagerstätten des miozänen Vulkangebietes um Schemnitz. Aus der Slowakei stammen jährlich bis 2000 to Sb-Metall.

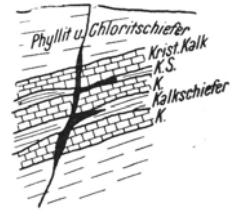


Abb. 93. Die Antimonlagerstätte von Schlaining. (Nach G. HIESSE-LEITNER.)

Die tieferen Gangzonen der Goldgänge von Baia Mare in Nordsiebenbürgen führen zum Teil auch Antimon.

In den Rhodopen liegen unbedeutende metasomatische Antimonvorkommen bei Nevrokop.

Wirtschaftlich wichtiger sind die Antimonlagerstätten der Dinariden in Jugoslawien. *Kostajnik*, unweit Loznica an der Drina gelegen, ist das Hauptvorkommen. In triassischen Kalken und jungpaläozoischen Schiefern, die von tertiären Trachyten vielfach durchbrochen werden, liegt ein 6 km langer Zug von Erznestern. Der Antimonglanz, welcher zum Teil stark in Antimonocker umgewandelt ist, bildet Adern im zerrütteten Triaskalk, die sich vielfach unvermittelt zu großen Nestern erweitern. Besondere Anreicherungen finden sich an der stauenden Grenze zwischen Kalk und Schiefer. Das Hauwerk der zahlreichen kleinen Gewinnungsbetriebe, aus denen jährlich bis zu 1000 to Metallinhalt gefördert werden, hat 8% Sb.

Bei *Lissa* in Mittelserbien werden aus einem vollständig verkieselten und vererzten Kalk mit 12% Sb jährlich 200–300 to Metall gewonnen.

Bei *Alchar* im Hochgebirge an der mazedonisch-griechischen Grenze liegt in einem von Trachyt und Andesit durchsetzten Gebiet eine Vererzungszone mit Antimonglanz, Auripigment und Realgar. Die Gruben liegen seit Jahrzehnten still, doch fehlen entscheidende Tiefenaufschlüsse.

Sehr bedeutend sind die Antimonlagerstätten der kleinasiatischen Türkei. In erster Linie ist hier *Turhal* nördlich von Samsun zu nennen. In Grünschiefern und Diabasen setzen quergreifende Quarz-Antimonglanzgänge auf, die bis zu 3 m, und Lagergänge, die bis zu 2 m mächtig werden. — Von den anderen Sb-

Lagerstätten der Türkei sei Gömöktschiflik Maden am SW-Hang des Kysyl Dagh erwähnt, woselbst metasomatische Erznestern im Kalk vorliegen.

Eine interessante Gruppe gemischter Sb-Hg-Lagerstätten liegt in *Turkestan*, wo der Alai gegen das Ferghana Becken abbricht. Hier ist *Kadamschai* die größte Sb-Lagerstätte der Sowjetunion. Ein schmaler Horst von Kohlenkalk ist eingeklemmt zwischen silurischen Schiefern. Der Kalk ist teilweise in eine mächtige tektonische Breccie umgewandelt, die bis auf 10 m Stärke reichlich mit Antimonglanz, Antimonocker und Quarz, daneben auch mit etwas Flußspat und Schwer-spat mineralisiert ist. Ähnlich brecciöse Kohlenkalkschollen führen bei Chaidarkan Antimonglanz, Zinnober und Flußspat. Bei Tschauwai ist stark gefalteter paläozoischer Schiefer an einer mittelsteilen Überschiebungsfläche auf Kohlenkalk überschoben. Die Überschiebungsbreccie ist verkieselt und mit Antimonglanz und Zinnober vererzt. Im dunklen Schiefer liegen Erznestern mit viel Realgar. Alle diese Lagerstätten werden von F. AHLFELD und den russischen Bearbeitern als apomagmatische Bildungen des tertiären Plutonismus im Alai aufgefaßt.

Fast  $\frac{3}{4}$  der Welt-Antimonproduktion stammen aus *China*. Die Antimonreserven Chinas werden mit 3,6 Millionen to Sb-Metall beziffert. Die meisten Lagerstätten liegen um *Hsi-kuang-shan* in der Provinz Hunan. Innerhalb einer Folge altpaläozoischer Kalke und Schiefer ist besonders eine verkieselte Kalkschicht, die unter einem stauenden devonischen Schiefer liegt, nester- und trümerartig mit Antimonglanz vererzt. Die Vererzung ist an Stellen kuppelförmiger Aufwölbungen besonders intensiv. Der Antimonglanz bildet große Rosetten im Quarzgestein, wobei er weitgehend oxydiert ist. Das Haufwerk hat 6% Sb. Bei manchen der zahlreichen Lagerstätten wird das Erz noch gar nicht aus dem Anstehenden, sondern aus dem groben Blockschutt der Hänge gewonnen. Reichhaltiger sind die Antimongänge. Alle diese Lagerstätten gehören einer kretazischen Metallprovinz an.

Etwa 10% der Weltproduktion stammen aus *Bolivien*. Die dortigen Lagerstätten, aus steilstehenden Quarz-Antimonglanzlinsen, zum Teil auch mit Sulfantimoniaten bestehend, sind eng an die Zinnerzprovinz gebunden. Das Erz enthält einige Gramm Gold und viel Arsen; es wird gebaut bis 25% Sb. Bergbaubezirke sind Tupiza, Ajata u. a.

Die Antimonproduktion stammt vorwiegend aus China, Bolivien, der Sowjetunion, Jugoslawien und der Tschechoslowakei.

*Literatur:* Die metallischen Rohstoffe, H. 7, H. QUIRING, Antimon, Berlin 1947. — F. HERMANN, Antimonvorkommen in Mittel- und SO-Europa, Verh. Geol. Bundes-A. Wien 1947.

### 3. Arsen

Erzminerale: Arsenkies $\text{FeAsS}$	46%	D = 6
Löllingit $\text{FeAs}_2$	73%	D = 7

Arsen ist gewöhnlich ein Nebenprodukt der Verhüttung anderer Erze, besonders der mit Arsenkies verknüpften Golderze und der enargitischen Kupfererze. Der Anfall ist viel größer als der Bedarf, der auf verschiedene Mittel zur Schädlingsbekämpfung beschränkt ist. Bei vielen Erzen ist As ein unerwünschter Bestandteil.

Arsen ist als chalkophiles Element vorwiegend an die sulfidischen Erz-lagerstätten gebunden. In den Nickel-Magnetkiesvorkommen erscheint es als Sperryolith ( $\text{PtAs}_2$ ) nur spärlich. Die Hauptverbreitung haben Arsenkies, Löllingit und die Co-Ni-Arsenide in den pneumatolytischen und vor allem in den heiß- bis mittelhydrothermalen Lagerstätten. Der Schwefelkies kühl-thermalen Gänge hat bis-

weilen noch einen gewissen As-Gehalt. Bei der Verwitterung des Arsenkieses entstehen leicht lösliche Arseniate. Damit verschwindet das Element im allgemeinen aus dem geologischen Gesichtskreis. Nur in Eisenhydroxyden und kohligem Sedimenten wird das Element adsorptiv angereichert, so daß Brauneisenerze, Toneisensteine und Brandschiefer in einzelnen Fällen Gehalte von einigen Zehntel Prozent  $\text{As}_2\text{O}_3$  enthalten.

Lange Zeit ist der Weltbedarf an Arsen durch die Lagerstätte von *Reichenstein* in Schlesien bestritten worden. Eine mächtige Dolomitlinse, die in die kristallinen Schiefer der Sudeten eingeschaltet ist, wurde durch den mittel-carbonischen Reichensteiner Syenit in einen dichten Diopsid-Tremolit-Skarn umgewandelt. Zusammen mit obercarbonischen, granitischen und aplitischen Gängen drangen heißthermale Erzlösungen in das Kontaktgestein ein und bildeten metasomatische Löllingitkörper. Nachfolgende eisenreiche Hydrothermen verwandelten den Diopsidfels in schwarzen Serpentin. In dieser Reihenfolge von innen nach außen sind mantelförmige Zonen um einzelne restliche Dolomitkerne beobachtet worden. Das Erz selbst bildet vielfach spindelförmige Körper, deren Anordnung durch das Axialgefälle des Faltenbaus bestimmt ist. Das Haufwerk enthält 7% As und 2–3 g Au/to. Jährlich wurden rund 30.000 to Erz gewonnen.

Heute ist die wichtigste Arsenlagerstätte der Welt *Boliden* im Skellefte Distrikt in Schweden. Die bis 40 m mächtigen und einige hundert Meter langen Erzkörper, aus Arsenkies und mannigfachen Sulfiden und Sulfosalzen bestehend, liegen in metamorphen feldspatreichen Eruptivgesteinen, den sogenannten Leptiten. Die Lagerstätte liegt unter einer mächtigen Decke glazialer Sedimente und wurde nach der Auffindung von Erzblöcken mit geoelektrischen Schurfmethoden entdeckt. Erzbringer war wahrscheinlich ein jungarchaischer Granit. Jährlich werden 300.000–400.000 to Roherz zu 2% Cu, 8% As und 15–18 g Au/to gefördert, woraus 40.000 to Arsenik gewonnen werden, dessen Hauptteil nicht verwertbar ist. Wesentlich ist dagegen die jährliche Produktion von 6000 kg Au, 7000 to Cu, 20.000 kg Ag und 90.000 to Pyrit-Stückerz.

Weitere Mengen von Arsen stammen aus den Kobaltgängen von Ontario, aus verschiedenen arsenopyritischen Goldgängen und aus den enargitischen Kupferlagerstätten.

Die Arsenikproduktion stammt aus Schweden, Frankreich und Mexiko.

#### 4. Wismut

Erzminerale: ged. Wismut Bi	100%	D = 9,8
Wismutglanz $\text{Bi}_2\text{S}_3$	81%	D = 6,5

Wismut wird für leichtschmelzende Legierungen bei Lötmetallen und in der Elektroindustrie verwendet. Wismutsalze werden in der pharmazeutischen Industrie gebraucht.

Das Wismut erscheint im pneumatolytischen und heißhydrothermalen Lagerstätten. Es ist ein kennzeichnender Bestandteil der schon mehrfach erwähnten Co-Ni-Bi-U-Formation.

Besonders Bi-reiche Gänge dieser Gruppe sind diejenigen von *Schneeberg* und *Johanngeorgenstadt* im westlichen Erzgebirge. Es handelt sich um einen ganzen Schwarm geringmächtiger Gänge, welche in den letzten Jahren nur des Wismuts wegen abgebaut wurden. Die Schneeberger Gänge, welche im Andalusitschiefer aufsetzen, sind vor allem in unmittelbarer Granitnähe reich an Wismut. Ihre Erzteufe überschreitet selten 200 m.

Die größte Wismutlagerstätte der Erde ist *Tasna* in Südbolivien. Im Kontaktbereich eines jungen sauren Intrusivs liegt ein Quarz-Turmalinfels, der von

zahlreichen Gängen mit Wismut, Wismutglanz, Wolframit, Arsenkies und Kupferkies durchtrümmert ist. Die Gänge sind 0,6–2 m mächtig und enthalten 2–8% Bi. — Auch am Berge *Choroloque* treten reiche Zinn- und Wismutgänge auf, so daß Bolivien den geringen Wismutbedarf der Welt leicht decken kann.

Unter den kontaktpneumatolytischen Lagerstätten sei *Baitza* (Rezbanya) in Siebenbürgen erwähnt (s. auch S. 21). Dort tritt im Kontakthof eines verborgenen Granodioritstockes Wismutglanz zusammen mit Molybdänglanz fein eingesprengt im Diopsid-Tremolitskarn auf. Das Haufwerk enthält etwa 0,3% Bi.

Auch bei Drammen in Südnorwegen erscheint Wismutglanz im Skarn kleiner Kontaktlagerstätten.

## 5. Uran und Radium

### Erzminerale:

Uraninit (kristallin) $U_3O_8$	70–80% $UO_2$	D = 9,5	} schwarz-braun
Pechblende (kolloidal) $U_3O_8$	70–80%	D = 9,5	
Brannerit U, Ti, Y-Oxyd	40%	D = 5,0	
Thucholith U in kohligter Substanz	2%	D = 1,8	
Carnotit K, Ca, U-Vanadinat	50–60%	D = 4,5	} gelb
Autunit Ca U-Phosphat	62%	D = 3	
Tobernit Cu U-Phosphat	60%	D = 3,5	grün

Das Uran ist das wichtigste Ausgangselement für die Kernspaltung und damit für die Erzeugung der Atomenergie. Früher wurde es für die Gewinnung des Radiums und für die Herstellung von Uranfarben verwendet. 1 Gramm Radium wird aus 10 Tonnen Pechblendekonzentrat gewonnen.

Die untere Bauwürdigkeitsgrenze für kleine Uranlagerstätten liegt bei 1% U (10.000 g/to); größere Lagerstätten sind bei 0,1% bauwürdig. Als wichtiges Nebenprodukt anderer Rohstoffe wird Uran noch bei Gehalten von 0,02% (200 g/to) gewonnen.

Uran ist ein lithophiles Element, das in den sauren Gesteinen in der Größenordnung von wenigen Gramm pro Tonne vorkommt. Wegen seines großen Ionenradius reichert es sich in den leichtflüchtigen Restlösungen saurer Magmen an und erscheint als Pechblende ( $UO_2$  in ursprünglich kolloidaler Form) oder Uraninit ( $UO_2$  in kristallisierter Form) in Pegmatiten und hydrothermalen Gängen des Gefolges von Graniten, bisweilen auch von Porphyren. Während die uranhaltigen Pegmatite keine besondere wirtschaftliche Bedeutung haben, sind die hydrothermalen Ganglagerstätten wichtig und waren bis 1950 fast die einzige Uranerzquelle. Unter ihnen sind die hochtemperierten Gänge mit Cu, Co, Mo (Katanga), die mitteltemperierten Gangbildungen mit Co, Ni, Bi, Ag (Erzgebirge, Großer Bärenssee) oder mit Quarz und Hämatit (Erzgebirge, Zentralplateau) oder mit Blei-Zinkerzen (Athabasca-See) und schließlich die niedrig thermalen Gänge mit Fluorit (Bayrischer Wald) erwähnenswert.

Die Pechblende ist offenbar ein leicht mobilisierbares Mineral; sie wird aufgelöst und wieder abgesetzt. Das haben absolute Altersbestimmungen im Erzgebirge gezeigt, wo ein beträchtlicher Teil der Pechblende das primäre variscische Alter von 220–250 Millionen Jahren zeigte, aber andererseits auch reichlich Pechblenden von 150, von 80–100, ja von 20 Millionen Jahren gefunden wurden (F. LEUTWEIN). Ferner wird das gelöste Uran in Form von Phosphaten, Arseniden und anderen Salzen als sekundäre Uranglimmer wieder abgesetzt. Dieser Vorgang der Zerstreuung des Urans kann durch Wässer verschiedenster Herkunft, also auch hydrothermale Wässer, bewirkt werden.



Das Uran gerät durch Verwitterungslösungen in tiefzirkulierende Grundwässer, und kann aus diesen wieder abgesetzt werden, wobei es Imprägnationslagerstätten bildet. Organische Substanz, wie vor allem kohlige Pflanzenreste, stellen ein wirkungsvolles Fällungsmittel dar. So sind wahrscheinlich die Carnotitlagerstätten in den Sandsteinen des Colorado-Plateaus zu deuten, da die Kombination von Uran und Vanadium keine übliche hydrothermale ist. Auch die meist lokale Uranführung von Braunkohlen geht auf Adsorption aus Verwitterungslösungen zurück.

Im rein sedimentären Bereich kann Uran mechanisch als Seife oder chemisch in marinen Schichten angereichert werden. Die Bedeutung der sedimentären Uranlagerstätten nimmt rasch zu und das Uran stellt sich als ein viel weiter

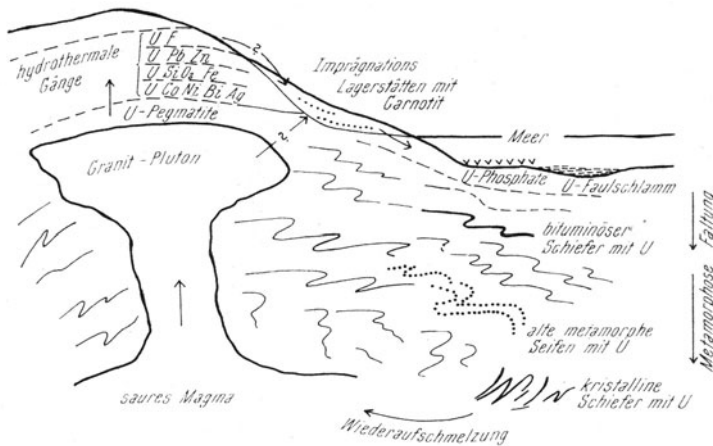


Abb. 94. Schema des geochemischen Kreislaufs des Uran. (Nach H. SCHNEIDERHÖHN.)

verbreitetes Element dar, als man früher glaubte. Seifenlagerstätten, wenn gleich metamorph und umgelagert, sind die U-führenden alten Goldkonglomerate des Witwatersrandes und des Blind River. Marine chemische Sedimente mit bauwürdigem Urangehalt sind manche Schwarzschiefer und Phosphatlager. Bei einigen Sedimenten ist allerdings die Herkunft des Urans noch ungeklärt (z. B. in Kohlschiefern des Carbon und in tertiären Sanden in Frankreich).

Bei der Metamorphose bleibt das Uran oft in seiner sandig-kohligen Umgebung erhalten, wie die U-Horizonte in Serizit-Albitschiefern und Quarziten der Permotrias in den Westalpen zeigen.

Der hier geschilderte Kreislauf des Urans kann durch nachstehende Skizze veranschaulicht werden (Abb. 94).

Die *Aufsuchung von Uranerz* ist ein Wissenszweig für sich geworden. Die Pechblende hat charakteristische und auffällige Begleitmineralien: roter Calzit, roter Eisenkiesel, Roteisenbestege, dunkelvioletter Flußspat. Die sekundären Umwandlungsprodukte der Pechblende haben leuchtende Farben: gelb, orange, grün. Dabei gilt es als Regel, daß die grünen Uranmineralien weit ab, die gelben nahe von der Pechblende liegen.

Die moderne Uransuche bedient sich der Strahlungsmeßgeräte, nämlich der Geigerzähler und Szintillometer, welche meist nur die  $\gamma$ -Strahlen registrieren. Vorerst wird ein weites Untersuchungsgebiet mit dem Strahlungsmesser durchwandert oder im 15 km-Tempo durchfahren oder auch im Helicopter überflogen und dabei werden die Gebiete erhöhter Strahlung festgestellt. Ist die Strahlung

auch nur um 50% höher als die der Umgebung so werden schachbrettartig in 5–10 m Abstand Strahlungswerte gemessen und daraufhin Kurven gleicher Strahlungsintensität gezeichnet (*Isoradenplan*, Abb. 95). In den Bereichen der Höchstwerte werden Schurfgräben gezogen oder es wird gebohrt, wobei die Geigerzählrohre in die Bohrlöcher eingeführt werden.

In Frankreich haben geoelektrische Untersuchungen nach der Widerstandsmethode die Verfolgung der Uranerzgänge erleichtert. Die Gangruschelzone war

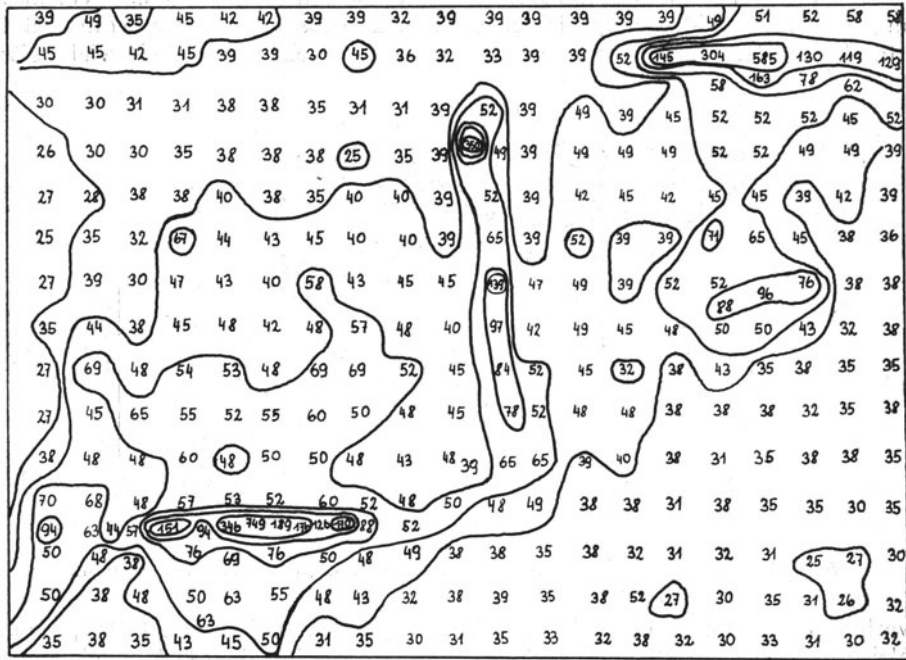


Abb. 95. Isoradenplan eines Pechblendeganggebietes (Limousin). Eine N-S-Zone und 2 O-W-Zonen erhöhter Radioaktivität. (Nach A. LENOBLE.)

durch niedrigen Widerstand, die zentrale Quarz-Erzfüllung durch hohen Widerstand ausgezeichnet. Geochemische und hydrochemische Verfahren sind zusätzliche Prospektionsmethoden, besonders in den uranführenden Torflagern Schwedens.

Die Strahlungsmessung kann bei der Uransuche zu Fehlschlüssen führen. Der eine rührt vom sogenannten Masseneffekt her; dieser beruht darauf, daß ein Zählrohr, welches von mehreren Seiten von strahlendem Gestein umgeben ist, eine stärkere Strahlung registriert als das Zählrohr über der aus dem gleichen Gestein bestehenden Erdoberfläche, da hier die Strahlung nur von einer Seite kommt. Daher ergeben sich scheinbare Strahlungsmaxima in Winkeln von Steinbrüchen. Ferner ist zu bedenken, daß die Strahlungsmeßgeräte  $\gamma$ -Strahlen registrieren. Das reine Uran entsendet aber keine  $\gamma$ -Strahlen und Uran wird erst erkennbar, wenn die der Zerfallszeit entsprechende Menge  $\gamma$ -strahlende Tochter-elemente gebildet ist. Dieses radioaktive Gleichgewicht bildet sich erst nach 1 Million Jahren. Wird nun Uran aus der Oxydationszone eines Ganges durch schwefelsaure Wässer herausgelöst, so bleiben die  $\gamma$ -strahlenden Tochterelemente in der Oxydationszone zurück und täuschen dem Radioprospektor einen Uran-

gehalt vor, der gar nicht mehr vorhanden ist. Umgekehrt wird das in junger geologischer Vergangenheit ausgewanderte und wo anders gefällte Uran gar nicht oder zu schwach strahlen. Das gilt für die schwedischen U-Torfe und auf Grund dieser Diskrepanz wurde geschlossen, daß die örtlich hohen U-Gehalte einiger österreichischer Braunkohlen auf junge Infiltration zurückzuführen sind. Eine Bedeckung von nur 30 cm Lehm schirmt jede Strahlung ab.

Uranpegmatite, meist von wirtschaftlich geringerer Bedeutung, gibt es in Wilberforce-Haiburton County (Ontario), am Black River in S-Afrika, bei Panfilowa in Karelien und in Portugal.

Die hydrothermalen U-Ni-Co-Gänge haben ihre bedeutendsten Vertreter am Großen Bärensee in Canada. Es handelt sich um Ruschelzonen, die mit Quarz, Carbonat, Eisenglanz und Pechblende gefüllt sind; Ni-Co-Bi-Ag-Erze sind jünger. Die Uranerzführung ist auf 500 m Tiefe verfolgt, das Roherz enthält 8%  $U_3O_8$ . Im reichen Uranbezirk von *Chingolobwe* in Katanga setzen Uraninitgänge mit Co und Cu in der algonkischen Serie des Mines auf. In Europa ist die älteste, für die ganze Gangformation typische Lagerstätte die von *Joachimsthal* (Jachymov) auf der böhmischen

Seite des Erzgebirges. Die Pechblendegänge sind wenige cm mächtig. Zufolge eines primären Tiefenunterschiedes liegen oben Silbererze, in der Mitte Ni-Co-Arsenide und zu unterst Uranerz. Aus Halden von Joachims-

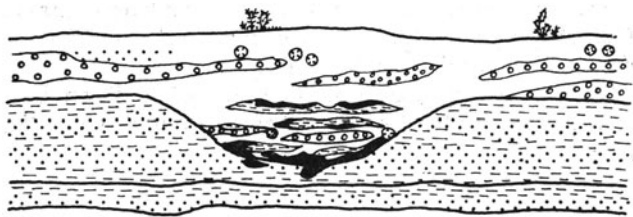


Abb. 96. Alter Flußlauf (channel) in Triasschichten des Monument Valley (Arizona) als Anreicherungsart für Carnotit. Punktiert Sandstein, strichliert Ton, schwarz Carnotit. (Nach MITCHAM und EVERSEN.)

thal gewann das Ehepaar Curie das erste Gramm Radium. Auf der nördlichen Seite des Erzgebirges ist die Uranführung nicht mit der Co-Bi-Ag-Paragenese verbunden, sondern mit einer etwas jüngeren Roteisen-Quarzgeneration.

Quarz und Hämatitisierung sind auch die wesentlichen Begleiter der Pechblende in den zahlreichen und z. T. sehr reichen Gängen des *Französischen Zentralplateaus* (Limousin). Die Pechblende findet sich besonders an der Kreuzung von hämatitisierten Ruschelzonen und von basischen Gängen angereichert. Pechblende mit verschiedenen Sulfiden (Pb, Zn) kommen z. B. um den *Athabasca* See in Canada, solche mit Quarz und Flußspat in der *Vendée* und in *Wölsendorf* (Nordbayern) vor.

Die *Carnotitlagerstätten des Colorado-Plateaus* finden sich als lokale schichtige Imprägnationen kontinentaler Sandsteine, die vom Carbon bis in die Kreide reichen. 22 stratigraphisch verschiedene Horizonte sind vererzt. Die Uranvanadate bevorzugen poröse Partien (die Channels, Abb. 96) und kohlige Substanzen. In der Tiefe erscheint auch Pechblende. Die Entstehung ist ungeklärt; es kann sich um Absätze aus tief zirkulierenden Verwitterungslösungen oder aus Hydrothermen handeln.

Unter den sicher sedimentären Uranvorkommen sind die *nordafrikanischen Phosphate* und *marine Schwarzschiefer* in Tennessee und Schweden (mit 0,03% U) zu nennen. Dagegen ist der hohe Urangelalt (0,1–1%) der obercarbonischen limnischen Kohlschiefer von *St. Hippolyte* am Abfall der Vogesen gegen den Rheintalgraben nach CARLIER hydrothermal aus dem unterlagernden Granit zugeführt und von der kohligen Substanz abgefangen worden. Der U-Gehalt ist von Verwerfungen und der wechselnden Mächtigkeit des Schiefers abhängig

(Abb. 97). Arsenkies und Sulfide sind nur mikroskopisch sichtbar. Diese bedeutende Lagerstätte wurde durch Zufall bei der radiometrischen Prospektion des Granitareals gefunden.

Unterpermische Fischschiefer von *Lodève* in Südfrankreich enthalten 0,1 bis 1% U. Rote permische Sandsteine in den *Alpes Maritimes* und in *Südtirol* (Grö-

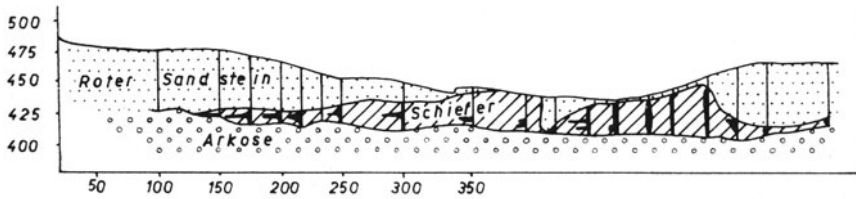


Abb. 97. Der Urangehalt der obercarbonischen Kohlschiefer von St. Hippolyte, in Bohrungen bestimmt. (Nach CARLIER.)

dener Sandstein) sind gleichfalls horizontweise uranführend, besonders in der Nähe kohlgiger Reste. Ein ganz unscheinbarer 15 m mächtiger Oligozänsand in der Dordogne führt bis 2000 g U/to.

Zu den metamorph beeinflussten sedimentären Uranlagerstätten gehören die Goldkonglomerate des *Witwatersrandes* und von *Blind River* in Canada. Im

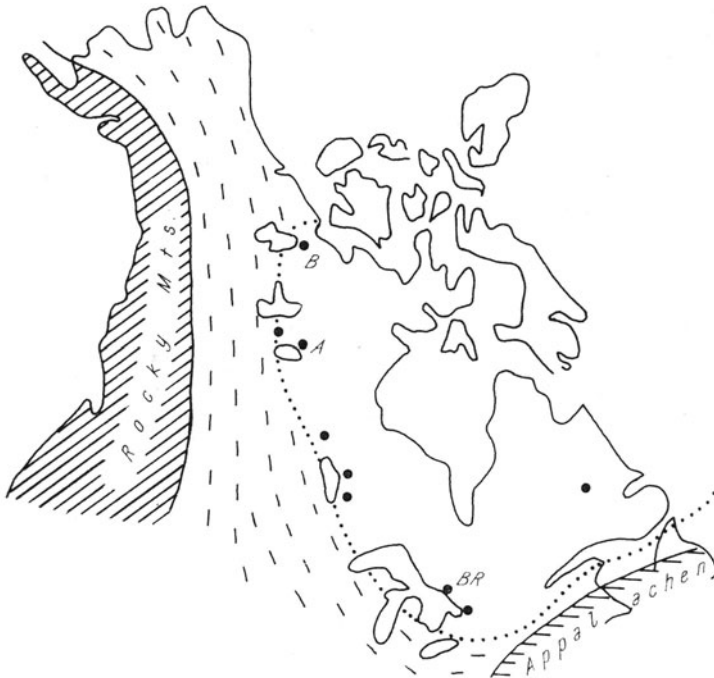


Abb. 98. Gruppierung der Uranlagerstätten am Rand des Canadianen Schildes. B Großer Bärensee, A Athabasca See, BR Blind River.

Witwatersrand kommt das Uran teils als Pechblendekörnchen, hauptsächlich aber als Tucholith („Carburan“) vor und erreicht im Durchschnitt wenige 100 g/to. In Blind River findet sich Brannerit; das Lager führt 1000 g U/to.

Zu den noch wenig bekannten metamorphen Lagerstätten der Alpen sind dunkle, stratigraphisch anhaltende U-führende Bänder in Oberpermischen Serizit-quarziten in Preit (Mercantour, 1500 g U/to) und beim Mont Cenis (6000 g/to) zu zählen.

Die überwiegende Menge des Urans der Erde ist präkambrischen Alters (Canada, Katanga, S-Afrika). Die Gruppierung zahlreicher Lagerstätten um den Rand des Canadischen Schildes ist auffällig (Abb. 98). In Europa sind die hydrothermalen Lagerstätten ausschließlich ans Variscikum gebunden (Portugal, Cornwall, Bretagne, Zentralplateau, Umrahmung der Böhmisches Masse). Die sedimentären Lager sind jünger.

Eine eigenartige Uran-Vanadium-Lagerstätte ist die von *Tuja Mujun* im Ferghana Becken in Turkestan, welche A. FERSMAN beschrieben hat. Ein Kalk-Uran-Vanadiat bildet zusammen mit Baryt konzentrische Krusten in schlauchförmig verzweigten Karsthöhlen eines Untercarbonkalkes. Das gelbe Erz ist offenbar descendenter Natur, wobei Vanadium und Uran aus kohligten Schiefern mit 0,1%  $V_2O_5$  und 0,05%  $U_3O_8$  ausgelaugt sein dürfte, die einen 200 km langen Zug am Rande des Alai gegen das Ferghana Becken bilden. Das Hauwerk von *Tuja Mujun* enthält 3%  $V_2O_5$  und 1%  $U_3O_8$ . — Die seitliche Erstreckung der Lagerstätte beträgt aber nur wenige hundert Meter und auch die Tiefenerstreckung ist beschränkt durch den alten Stand des Wasserspiegels in den Höhlen. Eine reichere Lagerstätte wurde bei Taboschar 100 km nördlich von Ferghana gefunden.

Hauptproduzenten von Uran sind Canada, die USA, Südafrika, Katanga und in Europa Frankreich.

*Literatur:* G. ZESCHKE, Prospektion von Uran- und Thoriumerzen, Stuttgart 1956. — R. D. NININGER, Minerals for Atomic Energy, New York 1952. — E. W. HEINRICH, Mineralogy and Geology of Radioactive Raw Materials, New York 1958. — E. ROUBAULT, Géologie de l'Uranium, Paris 1958. — Proceedings of the United Nations Int. Conf. Atomic Energy 1// Conf. 1956, Vol. 11, 2II Conf. 1958, Vol. 2.

## 6. Thorium, Cer und seltene Erden

Das wichtigste Mineral für die technische Gewinnung von Thorium, Cer und den Ceriterden ist der Monazit. Er ist  $CePO_4$ , bestehend aus etwa 60% Ceriterden und 1–19%  $ThO_2$ .

Thorium ist ebenso wie Uran grundsätzlich als Brennstoff für Atomreaktoren verwendbar. Ferner dient es als Katalysator bei der Benzinverflüssigung. Die ursprüngliche Verwendung des Thoriums bzw. seines Nitrats lag bei der Herstellung der Glühstrümpfe. — Cer wird in der Beleuchtungsindustrie verwendet, vor allem bei Bogenlampenkohlen, ferner als Zusatz für Spezialgläser und als Cer-Eisenlegierung für Feuerzeuge u. dgl.

Monazitkonzentrate sind ab 9%  $ThO_2$  verkäuflich.

Primär ist der Monazit und die anderen Mineralien der seltenen Erden an die pegmatitische Phase gebunden. Besonders Syenitpegmatite und Nephelinsyenitpegmatite werden bevorzugt. Zur Bauwürdigkeit ist das Mineral jedoch gewöhnlich erst in Seifen angereichert, von denen die brasilianischen und die indischen die weltwirtschaftlich wichtigsten sind.

Die einzige ausgebeutete primäre Thoriumlagerstätte ist die des *Langesund Fjords* in Norwegen, bei welcher das Mineral Thorit ( $ThSiO_4$ ) recht unregelmäßig verteilt in Pegmatitgängen vorkommt.

Die größten Monazitseifen der Erde sind die von *Travancore* nahe der Südspitze von Indien. Es sind ausgedehnte Küstenseifen, deren Mächtigkeit zwischen 0,6 und 6 m schwankt. Die Sande enthalten 0,2–10%, manchmal auch 30% Monazit, daneben als nutzbare Komponenten auch Zirkon, Rutil und Ilmenit.

Die Jahresproduktion an Monazit schwankt sehr und beträgt jährlich einige hundert bis 4000 to. In den letzten Jahren hat die Ilmenit-Rutil-Produktion im Hinblick auf Titan eine viel größere Bedeutung gewonnen. Die Monazitsandreserven von Travancore werden auf über 1 Million Tonnen geschätzt. — Ähnliche, aber kleinere Lagerstätten liegen an der Westküste von Ceylon und in West-Borneo.

Die brasilianischen Monazitseifen liegen an der Küste des Staates *Espirito Santo*. Es sind zum größeren Teil marine, zum kleineren Teil fluviatile Seifen. Sie wurden von Pegmatiten mit einem relativ hohen Monazitgehalt gespeist, so daß z. B. bei Prado, wo die Pegmatitgänge direkt von der Brandung bespült werden, sich noch heute Sande mit 75% Monazit bilden. Im allgemeinen aber beträgt der Gehalt der schweren Waschrückstände 2—5% Monazit. Als schwere Mineralien kommen daneben noch Zirkon, Ilmenit, Zinnstein, Columbit, Thorit, Xenotym und Gold vor. Die Monazitförderung Brasiliens betrug vor dem ersten Weltkrieg jährlich 1000—2000 Tonnen und ging dann wegen des Angebots aus Indien zurück.

Wegen des zunehmenden Bedarfes an Cerium werden neuerdings auch andere Mineralien der seltenen Erden gewonnen. So wurde in der Alkali-Syenit-Provinz des Asowschen Meeres nördlich von Mariupol ein Gang mit dem sonst seltenen Mineral Parazit, einem Cercarbonat aufgeschlossen.

*Literatur:* E. W. HEINRICH, *Mineralogy and Geology of Radioactive Raw Materials*, New York 1958.

## 7. Zirkon

Das Element Zirkonium findet sich mit 0,03% im Mittel der Eruptivgesteine, ist also gar nicht so selten, aber sehr gleichmäßig verteilt, da das Mineral Zirkon ( $\text{ZrSiO}_4$ ) gewöhnlich nur als accessorischer Bestandteil von Graniten und manchen kristallinen Schiefen auftritt. Primär angereichert ist es nur in Alkali-Syeniten.

So liegt in der eben erwähnten Asow-Podolischen Masse bei *Stretenka* nördlich von Mariupol ein stark differenzierter Nephelin-Syenit, dessen helle albitreichen Schlieren zahlreiche braune Kriställchen von Zirkon eingesprenzt führen und im Mittel 0,8% Zr enthalten. Da dieser Granit tiefgründig zersetzt und zermürbt ist, wird das Gestein im Tagebau gewonnen, zerkleinert und naßmechanisch gewaschen.

In den Nephelinsyenit-Massiven an der Grenze der brasilianischen Staaten *Minas Geraes* und Sao Paulo entstand durch die Verwitterung Zr-haltiger Mineralien eine Masse mit 70—90%  $\text{ZrO}_2$ , die Zirkit genannt wird. Dies ist die wichtigste und reichste Lagerstätte von Zirkonium.

Sonst aber wird Zirkon verschiedentlich aus Seifen gewonnen. Die wichtigsten liegen in *Travancore* (Indien), *Ceylon* und Brasilien. Auch die Ilmenitsande an der Küste des Schwarzen Meeres und des Mittelmeeres führen teilweise etwas Zirkon. So enthält nach GRANIGG die feine Siebfraction des Sandes von *Ciftalan* am Bosphorus bis 7,9% Zirkon.

Das Zirkonoxyd wird vorwiegend für höchstfeuerfestes Material verwendet; Zirkonmetall dagegen im Reaktorbau.

## 8. Titan, Niob, Tantal

Die technisch wichtigsten Titanmineralien sind der Ilmenit ( $\text{FeTiO}_3$ ) und der Rutil ( $\text{TiO}_2$ ). Der Ilmenit reichert sich vor allem bei der Erstausscheidung basischer Magmen an, erscheint aber bisweilen auch in Pegmatiten. Bei den Erstausscheidungen aus basischen Magmen tritt der Ilmenit meist als mikro-

skopische Entmischungsspindeln in Magnetitkristallen auf. Die so gebildeten Titanomagnetite haben einen Gehalt von 4–15%  $\text{TiO}_2$ , was für die Titangewinnung zu wenig, für die Eisenverhüttung zuviel ist. Deshalb sind auch die großen Lagerstätten dieser Art in Schweden, im Ural, in Canada und in Britisch Indien nicht recht bauwürdig.

Es gibt aber auch titanreichere Ausscheidungen in dieser Lagerstättengruppe. So werden die Titanomagnetite mit 22%  $\text{TiO}_2$  in den Adirondacks (N. Y.) in großem Maßstab abgebaut. 1944 wurden dort 1,500.000 to Ilmenit gewonnen. — Auch die an norwegische Gabbros geknüpften Ilmenitschlieren werden abgebaut: in Eckersund-Soggendal werden bei einem Gehalt des Roherzes von 18%  $\text{TiO}_2$  jährlich rund 50.000 to Ilmenit-Konzentrat erzeugt. Die größte Lagerstätte dieser Art liegt am Allard See in Canada.

Ilmenit und Rutil reichern sich in Seifen an. Die vorerwähnten monazit-haltigen Küstensande von *Travancore* in Indien enthalten stellenweise bis 60%  $\text{TiO}_2$ . Wichtiger sind die Rutilsande an der Ostküste Australiens.

Titan wird als Legierungsmetall in der Stahlindustrie, ferner für Titanetetrachlorid zur Erzeugung künstlichen Nebels im Kriege, vor allem aber für die Herstellung von Titanweiß verwendet.

*Niob* und *Tantal* werden aus den Mineralien Columbit und Tantalit ( $\text{FeMn}(\text{NbTa})\text{O}_6$ ) gewonnen, welche als schwarze tafelförmige Kristalle in manchen Granitpegmatiten vor allem der Zinn-Wolframprovinzen erscheinen. Die wichtigsten Vorkommen liegen in der Black Hills (Dakota), Greenbushes und Olary (Südaustralien), im Wodgina Zinnfeld (Westaustralien) und bei Avion (Spanien). Eine einzigartige Lagerstätte liegt in der Lowosero Tundra auf der Halbinsel Kola. Dort führt eines der an seltenen Elementen so reichen Alkaligesteinsmassive Lagen, die reich an Loparit, einem Nb-Na-Ca-Titanat, sind. Auch die Pegmatite des Asowschen Massivs enthalten Columbit. Die größten Nioblagerstätten liegen in Nigerien.

Tantal wird in der Instrumentaltechnik als Platinersatz, Niob als Metall im Düsenflugzeugbau verwendet.

## 9. Beryllium

Erzminerale: Beryll  $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$  14% BeO bzw. 5% Be  $D = 2,7$

Während der edle Beryll als Smaragd oder Aquamarin ein gesuchter Edelstein ist, wird der trübe gemeine Beryll wegen der Gewinnung des Berylliums abgebaut, welches als Legierungsmetall Korrosionsbeständigkeit und Zähigkeit erhöht. Besonders die Legierungen mit Kupfer und Nickel haben sich wegen ihrer Härte und Zugfestigkeit bewährt. Ferner verwendet man Be-Zusatz für das Glas von Röntgen-Röhren und als Neutronenbremse im Reaktorbau. — Verkaufsfähiges Beryllerz muß mindestens 6% BeO enthalten.

Die geochemische und lagerstättenkundliche Stellung des Berylliums ist sehr einfach. Das Element ist lithophil und geht wegen eines kleinen Ionenradius in die sauren pegmatitischen Restlösungen ein. Der Beryll findet sich daher als ein Bestandteil mancher Pegmatite, wobei er trübgraue, hexagonale Kristallsäulen von einigen Zentimetern, in Namaqua-Land (SW-Afrika) sogar von 1–2 m Länge bildet. Beryllpegmatite werden in den Black Hills (Dakota) und in Maine, im ehemaligen Deutsch-Südwestafrika und im Ural gebaut. Hauptproduzenten sind derzeit Vorder-Indien (Bellare), Brasilien und Argentinien. Ein kleines Vorkommen liegt bei Bozen.

Der durch Chrom grün gefärbte Smaragd entsteht nach den klassischen Untersuchungen A. FERSMAN's im Ural dort, wo die Be-haltigen pegmatitischen

Restlösungen mit Cr-haltigen basischen Gesteinen reagierten. Eine kleine Lagerstätte dieser Art liegt auch im Habachtal in den Hohen Tauern, woselbst ein Teil der in den Glimmerschiefern aufsprießenden trüben Beryllkristalle wegen des Berylliums gewonnen wurde.

Die durchschnittliche Weltjahresproduktion der letzten Jahre schwankt zwischen 5000 und 7500 to Beryll.

## 10. Lithium

Lithium ist ein strategisches Metall; es wird zur Herstellung der Wasserstoffbombe und bei Knallgasmotoren der Unterseeboote verwendet. Dieses Element findet sich einerseits als bläulich-rosa gefärbter Lithiumglimmer (Lepidolith) in Pegmatiten und bei Zinnlagerstätten, andererseits in manchen Salzablagerungen. Die wichtigsten Lagerstätten von Lithium sind Mauve Kop (der lila Hügel) in Südrhodesien, die Pegmatitgänge Canadas und Mozambiques und die Salze des Searles Lake in Californien.

## VI. Leichtmetalle

### 1. Aluminium

Erzminerale:

Bauxit	Boehmit	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	85% $\text{Al}_2\text{O}_3$	} D = 2,4–3,3
	Diaspor	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	85% $\text{Al}_2\text{O}_3$	
	Hydrargyllit	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$	65%	} D = 2,4
	Kryolith	$\text{Na}_3\text{AlF}_6$	13%	

Die Bauwürdigkeitsgrenze von Bauxit liegt bei 50%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Sehr wesentlich für die Verwertbarkeit zur Aluminiumerzeugung ist der Kieselsäuregehalt, der unter 4% betragen soll. Der Eisengehalt spielt eine geringere Rolle, dagegen sind schädlich Mn (maximal 1,5%) und  $\text{TiO}_2$  (maximal 3%). Diaspor im Bauxit erschwert die Löslichkeit beim Bayer Verfahren. Die Prüfung erfolgt röntgenologisch. Für Tonerdezement, welcher sich durch besonders rasches Abbinden und durch höhere Festigkeit auszeichnet, können Bauxite mit 12–15%  $\text{SiO}_2$  verwendet werden.

Für die chemische Industrie ist eisenarmer, weißer Bauxit erforderlich, dessen  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt nicht über 3% betragen darf, während ein hoher  $\text{SiO}_2$ -Gehalt hier unschädlich ist. Schließlich werden Bauxite mit ausgeprägt kolloidaler Struktur zur Reinigung von Ölen nach Art der Bleicherden verwendet. Die besten Bauxite sind fahlgelb bis rot gefärbt und fleckig. Die Härte spielt eine geringere Rolle und ist keineswegs nur eine Funktion des Kieselsäuregehaltes.

Die Bauxitlager wechseln hinsichtlich ihrer Zusammensetzung rasch von Ort zu Ort, so daß bei einer Begutachtung und auch beim Abbau Proben alle Meter, ja zum Teil alle halben Meter genommen werden müssen. Im Ausbiß ist vielfach eine leichte sekundäre Verarmung des Tonerdegehaltes festzustellen. Die Verteilung von Boehmit und Diaspor ist oft recht unregelmäßig. Diaspor findet sich bevorzugt in den tektonisch stärker beanspruchten Lagern. Es ist dies aber keine Regel.

Das Aluminium ist ein lithophiles Element und vor allem in den Erstarrungsgesteinen und den tonigen Sedimenten reichlich vorhanden. Obwohl es mit 7,5 Gewichtsprozent das dritthäufigste Element der Erdkruste ist, sind doch bauwürdige Aluminiumlagerstätten im Verhältnis dazu relativ selten. Das kommt daher, weil die verbreiteten Tonerdesilikate eine unwirtschaftlich hohe Energie zur Abtrennung des Aluminiums verbrauchen würden. So ist im allgemeinen



nur das durch eine chemische Verwitterung unter besonderen Bedingungen entstandene Tonerdehydrat, der Bauxit, als Aluminiumerz verwertbar.

Es gibt aber auch eine einzigartige pegmatitische Lagerstätte, die für die Al-Erzeugung von Bedeutung ist und darum vorerst hier genannt sei: Der *Kryolithstock von Ivigtut* in Westgrönland. Dieser pegmatitisch-pneumatolytische Stock mit einem Durchmesser von  $180 \times 35$  m und einer Tiefenerstreckung, deren Ende bei 90 m noch nicht erreicht ist, steckt in einem Granitmassiv. Der Kryolith hat an der Grenze gegen den Granit eine Mantelzone mit Zinn- und Wolframerzen. Er selbst enthält auch etwas eingesprengte Sulfide. Das Material wird im Tagbau gewonnen und als Flußmittel bei der Bauxitverhüttung verwendet. Kryolith wird auch künstlich erzeugt.

In neuerer Zeit wurde aus dem Nephelin der Apatit-Nephelinpegmatite der Kola-Halbinsel in der nördlichen Sowjetunion Aluminium hergestellt.

Die *Bauxitbildung* erfolgt unter den Bedingungen der tropischen Verwitterung. Aus den Aluminosilikaten der Gesteine bildet sich zuerst wasserhaltiges Aluminiumsilikat, der Kaolin, und daraus durch Hydrolyse freies Tonerdehydrat und freie Kieselsäure. Diese Hydrolyse erfolgt vor allem in leicht alkalischem Medium, weshalb basische Silikatgesteine und tonhaltige Carbonatgesteine besonders zur bauxitisch-lateritischen Verwitterung neigen. Begünstigend wirkt dabei das tropische Wechselklima, weil während der Trockenzeiten das aufsteigende Bodenwasser alkalisch ist, während der Regenzeiten aber die Kieselsäure und die anderen Salze weggespült werden. Zusammen mit dem Tonerdehydrat fällt Eisenoxydhydrat aus, wodurch ein gelbes bis rotes Verwitterungsprodukt entsteht, das Laterit genannt wird. Durch Lösungsumsatz bilden sich darin Lagen mit kleinen runden Konkretionen, sogenannte Pisolithen. Je nach dem Vorherrschen des Eisens oder des Aluminiums entstehen lateritische Eisenerze oder Bauxite. Laterit bildet sich auch heute verbreitet in den Tropen.

Es gibt zwei Arten von Bauxit je nach dem Ausgangsgestein: *Silikatbauxit* und *Kalkbauxit*.

Bei den Silikatbauxiten ist die Entstehung als unmittelbares Verwitterungsprodukt klar ersichtlich. Sie zeigen alle Übergänge vom frischen über das zersetzte Gestein zum Bauxit. So ist z. B. in Arkansas folgendes Profil zu beobachten:

pisolithischer Bauxit,  
Bauxit mit erhaltener Syenitstruktur,  
kaolinisierter Syenit,  
Syenit.

Auch der Vogelsberg in Hessen zeigt die Übergänge vom Basalt zum roten lateritischen Ton mit Bauxitknollen. Die Silikatbauxite bilden meist eine einheitliche Verwitterungsdecke. Ihr vorherrschender Mineralbestandteil ist das Tonerdetrihydrat, der Hydrargyllit.

Bei den Kalkbauxiten ist die Entstehung schwerer zu deuten. Für Verwitterungsbildung spricht die häufige Ähnlichkeit des Auftretens mit der Terra Rossa in Karstdolinen. Aber ein Bedenken liegt schon in dem sehr geringen Tonerdegehalt vieler Kalke, welche Bauxitlager tragen. So enthält der triadische Hauptdolomit von Gant in Ungarn, das vermutete Ausgangsmaterial eines der größten europäischen Bauxitlagerstätten, primär nur 0,64%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und 0,14%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Die Kalke unter den kroatischen Bauxiten haben 0,3–0,5% Tonerde, der Liegendkalk des Bauxits von Eleusis 0,5%. Der Kalk unter den gewaltigen Bauxitlagern der Caribischen Inseln enthält sogar nur einige hundertstel Prozent Tonerde und Kieselsäure. Es müßte also meist eine mehrhundertfache Mächtigkeit des Kalkes für die Bildung residueller Bauxitlager weggelöst worden

sein. Ferner ist der Vanadiumgehalt und der Chromgehalt mancher Bauxite nicht aus einem unterlagernden Kalk herzuleiten.

Manche Forscher haben daher ein anderes Ausgangsmaterial für die auf Kalk liegenden Bauxite gesucht; für kroatische Bauxite werden Mergelschichten, für die Sanntaler Bauxite Andesit, für die mittelamerikanischen Bauxite vulkanische Tuffe als Ursprungsgestein angenommen. Zum Teil aber sind diese Ausgangsgesteine rein hypothetisch. Daher ergab sich die Vorstellung, daß die Kalkbauxite gar nicht bodenständige Verwitterungsbildungen seien, sondern Sedimente. A. LACROIX hielt daher die südfranzösischen Bauxite für zusammengeschwemmte Lateritdecken aus den umgebenden Kristallingebieten. A. ARCHANGELSKI erklärt die Bauxite als chemisches Sediment.

Man wird gegenüber der sedimentären Deutung vor allem die Frage erheben müssen, warum der hier betrachtete Bauxitlagerstättentyp immer nur auf verkarstetem Kalk liegt. Die Antwort kann in der Abhängigkeit der Ausfällung des  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vom pH-Wert gesucht werden.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  fallen bei pH 7–9,5 aus, während  $\text{SiO}_2$  in Lösung geht. Dieses schwachalkalische Milieu wird sich über Kalk einstellen. Über dem Kalk würde also Tonerdehydrat und Eisenhydrat zur Ausfällung kommen. In Ostgriechenland scheinen sich nach G. ARONIS Übergänge zwischen einem Bauxitlager und sedimentären Eisenerzlager an-zudeuten.

Aber auch gegen die chemisch-sedimentäre Bildungstheorie sprechen mancherlei Tatsachen: die lückenhafte Verbreitung selbst der lagerförmigen Bauxite; ihre meist völlige Schichtungslosigkeit; der pisolithische und nicht oolithische Charakter der kleinen kugeligen Bildungen im Bauxit, wobei wir als Pisolithe konkretionäre Bildungen nach der Gesteinsverfestigung, als Oolithe chemische Ausfällungsprodukte im offenen Wasser bezeichnen.

*Fast scheint es, als ob es mehrere Arten der Entstehung von Kalkbauxiten gibt: Zusammenschwemmung örtlicher Lösungsrückstände (terra rossa-Theorie), Verwitterung nahegelegener vulkanischer Tuffe (Jamaica), chemische Sedimentation. In allen Fällen aber sind die Bauxite meist an Diskordanzflächen gebunden.* Diese Diskordanzen sind im Mittelmeergebiet mitteltriassisch, postjurassisch, mittelkretazisch, untereoän und mitteleoän.

Zu den größten *Silikat-Bauxitlagern* der Erde gehören die des *Dekkan-Plateaus* in Indien. Von der Oberen Kreide bis in die Gegenwart sind die mächtigen Basaltdecken einer lateritischen Verwitterung ausgesetzt worden. Teilweise handelt es sich um Lager auf den Hochflächen, teilweise um Blockhalden härterer Bauxitknollen, deren tonig-lateritische Einbettungsmasse weggespült worden ist, teilweise auch um Zusammenschwemmungen in Talmulden (Abb. 99). Als besonders ergiebig hat sich die Aufsuchung alter Täler erwiesen, welche ehemalige, jetzt abgetragene Landoberflächen entwässerten; sie sind meist mit hochwertigem Bauxit aufgefüllt. An der Basis des anstehenden Bauxits liegt immer weißer, kaolinisierter Basalt, der für die Aufsuchung durch eingeborene Hilfskräfte als auffällige Leitschicht dient. Für die Zusammensetzung des indischen Bauxits ist infolge seiner Herleitung aus Basalt ein hoher, 3–8% betragender  $\text{TiO}_2$ -Gehalt kennzeichnend.

Ähnlich entstanden sind die Bauxite in *NO-Irland*. Die alttertiären Basaltdecken werden von Lateritlagern und Süßwassersedimenten bedeckt. Darüber liegen obermiozäne Basaltdecken, wodurch die Aufsuchung der Bauxite sehr erschwert wird. Der irländische Bauxit hat einen hohen Kieselsäuregehalt (10 bis 18%), weshalb er wenig wirtschaftliche Bedeutung hat.

Auch in Deutschland gibt es ein kleines, aber typisches Bauxitlager auf Basalt. Es liegt am Westhang des *Vogelsberges* in Hessen. Auch diese Lager-

stätte geht auf die tertiäre Verwitterung zurück. Der Basalt geht allmählich in einen lateritischen Ton über, in dem 5–20% Bauxitknollen liegen. Der Laterit ist rund 13 m mächtig.

Große Silikatbauxitlager liegen in *Britisch-Guyana* auf Diabas und an der *Goldküste* auf Phylliten und Glimmerschiefern.

Die schon erwähnte Lagerstätte von *Arkansas*, die aus Syenit entstanden ist,

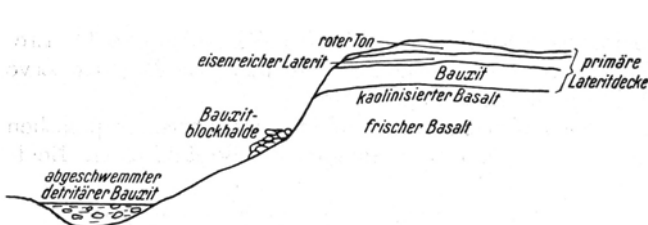


Abb. 99. Schema der indischen Bauxitlagerstätten. (Nach C. S. Fox.)

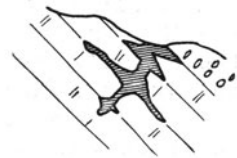


Abb. 100. Bauxittaschen im Kalk bei Wochein. (Nach F. KERNER-MARILAUEN.)

hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 3 m. Die Zusammensetzung dieses Bauxits ist: 58–62%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 2–9%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 2–10%  $\text{SiO}_2$ .

Bauxitgänge in der Umgebung von Laibach (Ljubljana) sind durch die Zersetzung von Andesit entstanden.

Zu den Silikatbauxiten sind auch die sehr  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -armen Vorkommen von *Tichwin* bei Leningrad zu zählen, die durch die Zersetzung devonischer Sandsteine und Schiefer entstanden sind.

Die wichtigsten Lager von *Kalkbauxit* liegen in den Mittelmeerländern Europas. Von hier stammen rund 60% der Weltförderung.

Am längsten abgebaut werden die Bauxite der *Provence* in Südfrankreich. Eine flache Schwelle, die aus Kalken des Jura und der Unterkreide (Urgon-Stufe) besteht, war zur Zeit der obersten Unterkreide Festland. Dabei bedeckte sie sich mit einem zusammenhängenden Bauxitlager, welches örtlich mit limnischen Kreideschichten wechsellagert. Darüber transgrediert marine Oberkreide. Durch spätere Faltung wurde die Decke zerlegt, so daß der Bauxit heute nur in den Kreidemulden, zum Teil in tektonisch verdoppelter Lagerung, anzutreffen ist. Das Lager ist im Mittel 6 m mächtig. Der meist weiche, der Farbe nach schokoladebraune, rote oder weiße französische Bauxit hat 50–68%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 2–39%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und 0,9–5%  $\text{SiO}_2$ . Er wird in zahlreichen kleinen Tagbauen in der Umgebung von Ariège, Var, Bouche du Rhone u. a. gewonnen.

Die wichtigsten Bauxitlager Italiens liegen in *Istrien*. Sie sind aus Hippuriten-Kalken hervorgegangen und werden von den mergeligen Kalken der eozänen Cosina-Schichten überlagert. Die Zusammensetzung der istriatischen Bauxite wird mit 50–60%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 15–25%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 2–6%  $\text{SiO}_2$  und 2–3%  $\text{TiO}_2$  angegeben. Die Jahresproduktion beträgt über 300.000 to.

Viele und große Kalk-Bauxitlager hat Jugoslawien. Am weitesten nördlich liegen die Vorkommen von *Feistritz-Weekener See* in Krain. Der rote Bauxit füllt Taschen im Dachsteinkalk, die von Klüften und Schichtfugen ausgehen (Abb. 100).

Qualitativ sehr gut sind die Vorkommen von Kamnik und Kapiše, doch ist der Erzinhalt der einzelnen Taschen nicht sehr groß.

Die wichtigsten Lagerstätten liegen bei *Drnis* und *Knin* im Hinterlande des Adriaufens Split. Sie sind an die Transgressionsfläche des Eozäns, zum Teil auch an einen mittelmiozänen Horizont geknüpft. Teils handelt es sich um zusammenhängende Lager, die vielfach tektonisch gefaltet und geschuppt sind,

teils um Vorkommen in Dolinen. Bauxit wird tagbaumäßig am Berge Kalun bei Drniš, dann bei Moseč südlich von Drniš und am Nordhang der Visoka bei Sinj gewonnen. Die Förderung aus diesem Bezirk betrug 1939 120.000 to. Die Zusammensetzung der dalmatinischen Bauxite ist sehr schwankend: 55–61%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 14–23%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 4–9%  $\text{SiO}_2$  und 14%  $\text{H}_2\text{O}$ .

An der dalmatinisch-bosnischen Grenze liegen bei Imotki reiche Lager von mitteleozänem Bauxit.

In der Herzogowina finden sich bei Široki Breg und Blicanci in der Umgebung von Mostar zahlreiche hochwertige Vorkommen. Auch bei Posušje und bei Srebrenica in Bosnien ist Bauxit bekannt. — Insgesamt wird die Bauxitreserve Jugoslawiens auf über 100 Millionen Tonnen geschätzt.

Die ausgedehnten Bauxitlager Griechenlands gehören zwei stratigraphischen Horizonten an: einem oberjurassischen und einem mittelmiozänen. Beide

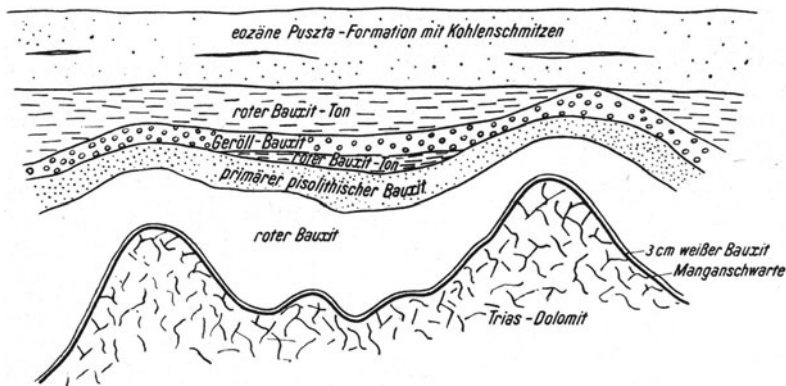


Abb. 101. Bauxittagebau bei Gant. (Nach W. PETRASCHECK.)

Horizonte entsprechen orogenen Diskordanzen. Die Lagerstätten liegen bei Eleusis, wo viele Millionen Tonnen eines gut löslichen und sehr  $\text{SiO}_2$ -armen Erzes einzelne spezialgefaltete Lager um eine Großmulde bilden, und in der Umgebung des Parnaß.

Die größten Bauxitlagerstätten Europas wurden in der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen in Ungarn entdeckt. Im Vertes-Gebirge bei Gant nördlich von Budapest wird triadischer Hauptdolomit von mitteleozänen Schichten überlagert. Das Bauxitlager liegt auf der Diskordanzfläche. Größtenteils ist das Eozän abgetragen und der Bauxit freigelegt, so daß der Abraum meist nur wenige Meter beträgt. Das Lager ist 5–30 m stark und zeigt eine schichtige Farbbänderung von rotem und gelbem Bauxit, zum Teil mit pisolithischer Struktur. Brocken und Pfeiler von Dolomit stecken noch im Bauxit (Abb. 101). Ein Profil zeigt nach O. POBOZSNY folgende Änderung der Zusammensetzung mit der Tiefe:

0— 1 m	40—50% $\text{Al}_2\text{O}_3$	15—20% $\text{Fe}_2\text{O}_3$
2— 3 m	50—55% $\text{Al}_2\text{O}_3$	14—18% $\text{Fe}_2\text{O}_3$
3—14 m	55—65% $\text{Al}_2\text{O}_3$	10—15% $\text{Fe}_2\text{O}_3$
15 m	50—65% $\text{Al}_2\text{O}_3$	8—15% $\text{Fe}_2\text{O}_3$

Der Ganter Bauxit ist weich und enthält noch Terra rossa beigemengt. Mineralogisch besteht er auffälliger Weise vorwiegend aus Hydrargyllit. Wegen der wechselnden Zusammensetzung werden in Abständen von 5 m Bohrungen bis 30 m Tiefe niedergebracht und dann die Proben von je drei Bohrlöchern gemittelt.

Im Jahre 1938 wurde für die Aluminiumerzeugung ein Material von mindestens 58%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und höchstens 4%  $\text{SiO}_2$  und für die Zementerzeugung von 55%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und 6%  $\text{SiO}_2$  abgebaut. Im Kriege waren die Anforderungen weniger streng.

Ein ausgedehntes Lager von 12 m Mächtigkeit liegt bei Zalahalap im *Bakony Wald* südwestlich von Budapest. Bauxitfunde sind auch aus der Gegend zwischen Steinamanger (Szombately) und Bakony sowie nördlich von Waitzen bekannt.

Geringere wirtschaftliche Bedeutung haben die Bauxitvorkommen des *Bihor-gebirges* in Siebenbürgen (Rumänien). Sie liegen in Dolinen des Oberjurakalkes.

Da das Gelände stark mit Vegetation bedeckt ist, wurden die Vorräte früher sehr überschätzt. Sie betragen nur wenige Millionen Tonnen. Der Bauxit ist hart und hat eine wechselnde Zusammensetzung (Abb. 102).

Im westlichen Taurus bei *Akseki* liegen Bauxite konkordant in einer knappen Schichtlücke zwischen Mittelkreide und Oberkreide.

Ausgedehnte Bauxitlager von sehr guter Beschaffenheit werden im nördlichen Ural bei *Krasnaja Šapočka* abgebaut. Das Erz hat 56%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und 3%  $\text{SiO}_2$ .

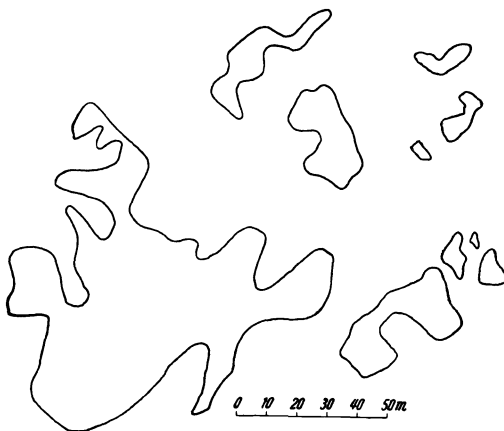


Abb. 102. Grundrißformen von Bauxittaschen im Bihor-gebirge. (Nach R. LACHMANN.)

In den Kalkalpen Oberösterreichs wurde während des Krieges bei *Unterlaussa* ein bedeutendes Bauxitlager aufgeschlossen. Es liegt auf Hauptdolomit unter einer großen Mulde von Gosaukreide und tritt im Ausbiß am Muldenrand auf 8 km Länge absätzig zutage. Die Lagermächtigkeit schwankt zwischen 3,5 und 8 m. Der Bauxit wird im Stollenbau gewonnen. Es handelt sich um einen harten, rotbraunen Bauxit mit durchschnittlich 53%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und 7–9%  $\text{SiO}_2$ , also einer Zusammensetzung, die für die Aluminiumerzeugung normalerweise wenig geeignet ist. Es wird vorwiegend für die Herstellung künstlicher Schleifmittel und für Bauxitzement verwendet.

Zu den qualitativ besten Kalkbauxiten gehören schließlich die ebenfalls schon erwähnten Lager von *Alabama* und *Georgia* (USA), die einen 100 km langen Zug von Taschen und Lagern auf dem kambrischen Knox-Dolomit bilden. Sie sind an eine eozäne Fastebene gebunden. Die Bauxittaschen sind bis 20 m tief.

Die wichtigsten Bauxitproduzenten sind Frankreich, Ungarn, Jugoslawien, Indonesien, Britisch Guyana, USA und Rußland.

*Literatur:* C. S. Fox, Bauxite, London 1927. J. de WEISSE, Les bauxites de l'Europe Centrale, Lausanne 1948.

## 2. Magnesium

Das Magnesium, dessen Bedeutung als metallischer Werkstoff in den letzten zwanzig Jahren stärkstens zugenommen hat, wird nicht aus eigentlichen Erzen hergestellt, sondern aus Mineralien bzw. Gesteinen, die unter den Nichterzen besprochen werden: Carnallit ( $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2$ ) mit 8,7% Mg, Magnesit ( $\text{MgCO}_3$ ) mit 28% Mg und Dolomit ( $(\text{Mg}, \text{Ca}) \cdot \text{CO}_3$ ) mit 13% Mg. Das Prinzip der Herstellung ist die Elektrolyse einer Schmelze von Magnesium-Chlorid. Dieses Chlorid ist im Carnallit unmittelbar vorhanden, weshalb die deutsche Magnesiumindustrie

auf den Salzlagern begründet ist. Aus Dolomit und Magnesit wird das Chlorid durch Rösten im Chlorstrom hergestellt. Die Mg-Erzeugung Oberitaliens stützt sich auf Dolomit, diejenige Californiens auf Magnesit. Ferner wird Magnesium aus dem Meerwasser gewonnen.

Während das Magnesium früher nur für Blitzlicht u. dgl. Verwendung fand, wird es neuerdings in der Legierung mit etwas Aluminium oder Kupfer im Flugzeugmotorenbau und für säurefeste Behälter ausgiebig gebraucht.

## Aufsuchung und Begutachtung von Erzlagerstätten

### I. Die Wirtschaftlichkeit des Erzbergbaues

#### 1. Die allgemeinen wirtschaftlichen Grundprinzipien

Die wirtschaftlichen Voraussetzungen, unter denen Erzlagerstätten gesucht und begutachtet werden, haben sich im Laufe der letzten hundert Jahre mehrfach geändert. Bis etwa zur Mitte des vorigen Jahrhunderts konnten große und kleine, reiche und arme Vorkommen mit mehr oder weniger Nutzen ausgebeutet werden, wenn es die örtlichen wirtschaftlichen Bedingungen zuließen. Etwa mit den achtziger Jahren begann im Gefolge der sich immer mehr entwickelnden freien Weltwirtschaft eine Strukturumwandlung des Erzbergbaus sich durchzusetzen, welche die Wirtschaftlichkeit der großen und niedrigprozentigen Lagerstätten zu ungunsten der kleinen und reichhaltigen hob.

Die Fortschritte der Gewinnungstechnik, vor allem aber Aufbereitungs- und Hüttentechnik, die Vervollkommnung des Massentransportes und die Entwicklung eines freien Weltmarktes bewirkten es, daß Lagerstätten mit armen Erzen, aber großer Substanz abgebaut wurden. Die große Substanz, welche eine lange Lebensdauer des Betriebes gewährleistete, machte bedeutende maschinelle Investitionen möglich, die für das betreffende arme Erz erforderlich waren. Die Erze aus diesen Lagerstätten konnten also in großen Mengen und billig gewonnen und verarbeitet werden. Die Folge war ein Absterben zahlreicher kleiner und auch mittlerer Erzbergbaue mit reicheren Erzen, die bis dahin durchaus rentabel waren.

Ein deutsches Beispiel war der Aufschwung des Eisenerzbergbaus in Lothringen nach 1871, als die zunehmende Förderung der nur 30prozentigen Minette — begünstigt durch das Aufkommen des Thomasverfahrens — vielen kleineren deutschen Eisenerzgruben ein Ende bereitete.

Eine große Umwälzung in der Rentabilität der Golderzbergbaue wurde durch den raschen Aufschwung des Witwatersrandes bewirkt, dessen regelmäßig gelagerten Goldkonglomerate anfangs mit 13 g/to, später mit 7 g, heute zum Teil mit noch wesentlich niedrigeren Gehalten abgebaut werden.

Alte Kupfergruben kamen allenthalben in Europa zum Erliegen, als etwa seit 1908 die Riesenlagerstätten der „Porphyries“ im westlichen Amerika mit rund 1% Cu, aber Zehntausenden Tonnen täglicher Förderung in Angriff genommen wurden.

So schien sich allmählich eine Entwicklung anzubahnen, bei der das Aufsuchen und Abbauen kleiner Vorkommen sinnlos wurde.

Der erste Weltkrieg brachte, vorerst in Europa, einen grundsätzlichen Umschwung. Der Selbstversorgungszwang der Mittelmächte führte in dem von ihnen beherrschten Raum zu einer Ausschöpfung aller Möglichkeiten. Alte Bergbaue in Deutschland und in Österreich-Ungarn wurden wieder aufgemacht. Die Grundlagen des modernen Erzbergbaus am Balkan und in der Türkei wurden in jenen Kriegsjahren geschaffen. Damals wurde z. B. die Kupferlagerstätte von Bor in ihrer vollen Bedeutung erkannt, wurde der mazedonische Chromerzbergbau, der bulgarische Manganerzbergbau begründet. Auch die neutralen

Länder in Europa waren damals wegen des behinderten Seeverkehrs gezwungen, auf ihre eigenen Rohstoffe wieder stärker zurückzugreifen.

Nach dem Ende des ersten Weltkrieges begann sich wieder der freie Markt mit seinen von London und New York bestimmten Metallpreisen durchzusetzen. Die kriegsbedingten Bergbaue in den Alpen, in Deutschland und anderwärts kamen zum Erliegen. Ja selbst der Abbau großer Erzlagerstätten wie des Mansfelder Kupferschiefers, der oberschlesischen und der Bleiberger Pb-Zn-Erze wurde unrentabel, so daß zur Vermeidung noch kostspieliger sozialer Störungen die Stilllegung nur durch verschiedene staatliche Stützungsaktionen verhindert wurde. *Das war die Zeit, in der der Montangeologe zwar keine neue Erzvorkommen zu suchen hatte, in der er aber durch sorgfältige lagerstättenkundliche Beratung bei den Aufschlußarbeiten in den produzierenden Gruben, durch Vermeidung aller unnötigen Streckenauffahrungen u. dgl. die damals so entscheidenden Gesteungskosten niedriger halten konnte.*

Unterdessen entwickelte sich in der Sowjetunion die autarke Planwirtschaft. Durch rund 40.000 Geologen wird das riesige Reich durchsucht. Altbekannte Lagerstätten, wie z. B. die Magnetitlagerstätten des mittleren Ural oder die Chromerzlagerstätten des südlichen Ural wurden in größtem Umfang erschlossen, neue Lagerstätten von Bauxit im Nordural, von Kupfer und Molybdän in Kasachstan, von Gold in Ostsibirien, von seltenen Metallen auf der Kola-Halbinsel wurden entdeckt. Auch die unscheinbarsten Erzvorkommen wurden gewissenhaft beschürft. Die Bergbauproduktion vervielfachte sich gegenüber dem Stand vor dem Kriege.

Einen ähnlichen Weg der staatlichen Planwirtschaft beschritt mit großem Erfolge die Türkei. Das staatliche Lagerstättenforschungsinstitut MTA in Ankara entwickelte die bisher kaum bekannten Chromerzlagerstätten von Guleman, die Kupferlagerstätten von Murgul, das Wolframerz des Uludag und die Boratlager von Emet.

1933 setzte auch in Deutschland die Planwirtschaft ein. In den historischen Erzrevieren konnten keine entscheidenden Neuentdeckungen mehr gemacht werden — abgesehen von der nach dem Krieg erfolgreich fortgesetzten Erschließung von Wolfram im Erzgebirge. Aber die Planwirtschaft führte zur Auffindung einiger Lagerstätten außerhalb dieser Reviere: der Blei-Zink-Gänge im Steinkohlengebirge des Ruhrgebietes, der Kupfermergel von Schlesien mit rund 2 Millionen Tonnen Kupferinhalt, der Eisenerzlager von Gifhorn.

Auch am Balkan setzte wiederum eine intensive Schurftätigkeit im Dienste der Kriegswirtschaft ein, durch welche neue Molybdänbergbaue und weitere Chromerzbergbaue in Mazedonien und Blei-Zinkbergbaue in den Rhodopen Bulgariens ins Leben gerufen wurden.

Das Prinzip der autarken Planwirtschaft herrscht seit Kriegsende in ganz Osteuropa.

Aber auch in den rohstoffreichen überseeischen Ländern bewirkte der zweite Weltkrieg eine gesteigerte Aufschlußtätigkeit. In den Jahren nach dem zweiten Weltkrieg wurden in Amerika folgende wichtige Lagerstätten entdeckt bzw. ausreichend untersucht: Die Kupferlagerstätten von San Manuel in Arizona mit 100 Millionen Tonnen Erz zu 0,8% Cu; die von Jerington in Nevada mit 50 Millionen Tonnen zu 1% Cu; die der Arequipa Wüste in Süd-Peru mit angeblich 250 Millionen Tonnen Erz zu 2,5% Cu; die von San Salvador in Chile mit 1,6% Cu; die Cu-Lager von White Pine am Oberen See mit 100 Millionen Tonnen 1,2%igen Erzes; ferner recht bedeutende Blei-Zinklagerstätten in Pioche und in Neu-Mexiko. Große, hochwertige Eisenerzlager wurden auf Labrador, eine wichtige Scheelit-Lagerstätte mit einigen Hunderttausend Tonnen 2–3%igen Wolfram-



erzen wurde in Stibnite (Idaho) gefunden. 1954 wurde ein Lager von 48%igem Mn-Erz und 120 Millionen Tonnen Vorrat in Gabon (Kamerun) gefunden.

Es gibt keine einheitlichen Regeln der Bauwürdigkeit von Lagerstätten, weder in Bezug auf die Größe, noch auf den Metallgehalt, noch auf die Transportlage. Die privatwirtschaftlichen und die volkswirtschaftlichen Forderungen sind hier oft ganz verschieden. Die Bedingungen, die vom Standpunkt einer autarken Volkswirtschaft oder gar Kriegswirtschaft an ein Rohstoffvorkommen gestellt werden, sind weniger streng als die einer privatkapitalistischen Wirtschaft.

Die im speziellen Abschnitt genannten *Prozentgehalte für die untere Bauwürdigkeitsgrenze* der verschiedenen Erze sind daher keineswegs verbindlich, *sie geben nur die Größenordnung an.*

Es ist nicht Sache des geologischen Gutachters, die privatwirtschaftliche und volkswirtschaftliche Rentabilität einer Lagerstätte zu beurteilen oder gar zahlenmäßig zu fassen. Dafür spielen neben den natürlichen Gegebenheiten der Lagerstätten zu viele technische, wirtschaftliche und zum Teil auch politische Faktoren hinein. *Der Montangeologe hat die für den betreffenden Raum und die betreffende Zeit geltenden wirtschaftlichen Grundbedingungen, Forderungen und Grenzen verständnisvoll zur Kenntnis zu nehmen und daraufhin die in diesem Rahmen interessierenden Erzvorkommen zu suchen, sowie ihre Natur und Größe festzustellen.* Die wirtschaftliche Beurteilung ist Sache des Bergingenieurs.

Die Weltvorräte an Erz sind beschränkt. Bei vielen Buntmetallen reichen die nachgewiesenen Reserven nur noch für 1–2 Generationen. Der Metallbedarf steigt mit der zunehmenden kulturellen Entwicklung der Erdbevölkerung, ist aber keineswegs immer überschaubar. Die Nachfrage nach Uran hat die bergbaulich gewinnbaren Weltvorräte von ca. 30.000 to U im Jahre 1938 auf 600.000 to im Jahre 1958 steigen lassen. Die potentiellen Vorräte sind ein Mehrfaches davon. Das führte zu einer Stilllegung zahlreicher Uranbergwerke. Die Aufstapelung und dann wieder der Verkauf strategischer Reserven von Stahlveredler- und Buntmetallen stört immer wieder eine geordnet ansteigende technische Entwicklung. Bergwerke sind Unternehmungen einer langfristigen Planung und nicht von heute auf morgen zu schließen und wieder aufzumachen. Von einer Weltplanung des Metallverbrauches und der Metallerzeugung sind wir weit entfernt. Wie so oft sind auch hier die Fähigkeiten der Manager der Politik und des Handels den Bedingungen der Technik nicht gewachsen und diese Diskrepanz ist eine der Ursachen der Ungleichmäßigkeit und Spannung unseres Zeitalters.

## 2. Die besonderen Bedingungen der Abbauwürdigkeit

Wie auch das wirtschaftliche Grundprinzip sei, so gelten doch für die Bestimmung der Abbauwürdigkeit jeder einzelnen Lagerstätte bestimmte Faktoren, deren Kombination für die Möglichkeit und für das Ausmaß eines Betriebes entscheidend ist. Es sind dies: die Substanzziffer (Erzreserve), die geologischen Verhältnisse, die Art des Erzes und die geographische Lage. B. GRANIGG hat das Zusammenwirken dieser Faktoren anschaulich dargestellt.

Die *Substanzziffer* ist der wichtigste Faktor. Bei einer wirklich großen Erzreserve, verbunden mit einigermaßen einfachen geologischen Verhältnissen, werden alle Schwierigkeiten der Aufbereitbarkeit und der Transportlage überwunden werden, während eine zu kleine Substanz auch bei noch so günstigen anderen Bedingungen keinen Betrieb ermöglicht. Man unterscheidet:

1. Großvorkommen, deren Substanz bei Eisenerzen über 100 Millionen Tonnen, bei wertvolleren Erzen etwa über 10 Millionen Tonnen beträgt.

2. Mittelvorkommen mit einer Substanz von 10–100 Millionen Tonnen Eisenerz bzw. 1–10 Millionen Tonnen anderes Erz.

3. Kleinvorkommen mit 2—10 Millionen Tonnen Eisenerz bzw. 0,2—1 Million Tonnen wertvolleres Erz.

4. Zwergvorkommen mit geringeren Reserven.

Die Bestimmung der Substanzziffer wird unter III/1 besprochen werden.

Die Größe eines Bergbaubetriebes geht natürlich nicht immer konform mit der Größe des Vorkommens. Es gibt Zwergbetriebe auf Großvorkommen (wie z. B. früher die Eingeborenengruben auf den Kupferlagerstätten Katangas oder der Bergbau der Siebziger Jahre auf dem schlesischen Kupfermergel) und es gibt Mittelbetriebe auf Kleinvorkommen (z. B. auf der silikatischen Nickellagerstätte von Frankenstein in Schlesien).

Für die Klassifizierung der Betriebe gelte als roher Maßstab: Zwergbetriebe haben unter 10 Tagestonnen Förderung, Kleinbetriebe 10—500 Taton, Mittelbetriebe 500—5000 Taton, Großbetriebe über 10.000 Taton, Riesenbetriebe bis 100.000 Taton.

Die *geologischen Verhältnisse* sind maßgeblich für den Kostenaufwand nicht nur beim Aufsuchen, sondern auch bei den Aufschlußarbeiten während des Betriebes (sogenannte „Hoffungsbaue“). Ungestörte sedimentäre Erzlager (Kupferschiefer, Minette, auch kleinere Seifenlagerstätten), größere und regelmäßige magmatische Erzkörper (große Chromerzkörper, Magneteisenstöcke), große Imprägnationslagerstätten (Cu-Porphyrries) oder homogene metasomatische Stöcke (Steirischer und Hüttenberger Erzberg) sind in dieser Hinsicht günstig, Kiesspindeln in gefalteten kristallinen Schiefern, stark verworfene oder vielfach vertaubende Erzgänge, metasomatische Erznester und Erzschläuche ungünstig. Daß eine schwierige geologische Ausbildung auch bei relativ großer Substanz einen Bergbau unmöglich machen kann, wenn noch weitere ungünstige Umstände hinzutreten, zeigt das Tauerngold. Die zahlreichen auch etliche kilometerlangen Goldquarzgänge weisen nur strichweise Erzfälle auf, so daß zum Aufschluß des an sich nicht eben reichen Erzes (6—7 g. Au/to) sehr ausgedehnte Stollenaufahrungen nötig werden, die im Hochgebirge nicht tragbar sind.

Die *Art des Erzes* bezieht sich nicht nur auf den Prozentgehalt und den Wert des Metalles, sondern auch auf den Schwierigkeitsgrad seiner Aufbereitbarkeit und Verhüttbarkeit. Komplexe sulfidische Erze sind direkt unverhüttbar und auch schwer aufzubereiten. Die Lebensfähigkeit vieler transportmäßig abgelegener kleiner Bleigruben in Spanien ist dadurch bedingt, daß dort ein einfaches Bleierz vorliegt, das als Handscheideerz einigen Transport verträgt oder in kleinen Schmelzöfen direkt bei den Gruben verhüttet werden kann. Demgegenüber sind prozentuell ebenso reiche, verwachsene Bleiglanz-Zinkblende-Kupferkieserze aus den kleinen Gangvorkommen der Zentralrhodopen Bulgariens unbauwürdig, da das unaufbereitete Erz nicht 40 km weit auf Tragtieren transportiert werden kann und da die geringen Substanzziffern nicht die Anlage von Flotationseinrichtungen bei den Gruben zulassen.

Die mannigfachen Bedingungen der *geographischen Lage* schließlich bedürfen hier keiner näheren Erläuterung. Klimazone, Höhenlage, Wasser, Besiedelung und Transportverhältnisse sind die wichtigsten Momente. Es seien nur einige Zahlen über Transportmittel als roher Anhalt genannt: Ein Tragtier transportiert 100 kg bei einem Tagesweg von 30 km, ein bespanntes Fahrzeug 500—2000 kg auf dieselbe Strecke, ein Lastauto 4 to Nutzlast auf 100 km, bei Verwendung eines Anhängers 6 to. Seilbahnen sind maximal 40 km lang und leisten bis 100 to in der Stunde.

## II. Die Aufsuchung von Erzlagerstätten (Prospektion)

### 1. Vorerkundungen

Es ist selbstverständlich, daß man vor der Inangriffnahme von Prospektionsarbeiten sich mit der geologischen — in weniger erforschten Gebieten auch mit der geographischen — Literatur über das betreffende Gebiet bekannt macht. Bei den Bergbehörden interessiert man sich für die verliehenen Schurffelder und gewinnt dadurch Kenntnisse über die Erzfundstellen und über die Besitzverhältnisse.

Manchmal geben die Ortsnamen kennzeichnende Hinweise. Kupferberg (Cu-Gänge in Schlesien), Goldberg (Au-Seifen in Schlesien), Bleiberg (Pb-Zn in Kärnten), Pochart (Pochwerk auf Goldquarz in den Hohen Tauern) sind einleuchtende Beispiele aus dem deutschen Sprachgebiet. Die Namen der alten sächsischen Bergstädte Altenberg und Reichenstein sind von ausgewanderten Bergleuten nach Schlesien (Altenberg Au, Cu, Reichenstein Au, As), ja selbst nach Nord-siebenbürgen (Reichenstein im Valea Saccului Au, Bi) verpflanzt worden.

Auf slawisch heißt ruda das Erz: Rudahammer in Oberschlesien, Rudki im Polnischen Mittelgebirge (Eisenerz, Pyrit), Rudnig in Kroatien (Eisenerz). Med = Kupfer: Miedzianka bei Kielce (Cu). Srebro = Silber: Srebrenica in Serbien (Ag, Pb). Zlato = Gold: Slatna in Siebenbürgen (Au), Zlatograd in Bulgarien.

Auf türkisch-arabisch bedeutet maden Erzbergwerk; dieser Wortstamm ist weit verbreitet: Maidan im Banat (Cu), Maidanpek in N-Serbien (Pyrit), Madan in Bulgarien (Pb, Zn), Almaden in Spanien (Hg). Barbara- und Katharinenkirchen weisen im deutschen Kulturbereich auf die Schutzheiligen des Bergbaus.

Die Verfolgung alter Bergbauspuren gibt oft nützliche Hinweise. Aus der Lage der Pinggen kann man Rückschlüsse auf Art und Ausdehnung der Lagerstätte ziehen. Alte, oft völlig bewachsene Halden gräbt man zweckmäßigerweise auf und sucht vererzte Stücke in der Tiefe, da oft in den allerletzten Stadien des Bergbaubetriebes völlig erzeleeres Gestein gebrochen wurde und da überdies die Oberfläche der Halden im Laufe der Zeit abgesucht worden ist.

Hingegen sind mündliche Überlieferungen, besonders, wenn sie durch Generationen übertragen wurden, mit Skepsis aufzunehmen. Die Vergangenheit wird gerne im verklärten Licht gesehen. Die Wasserschwierigkeiten oder Zwiſtigkeiten, die angeblich die Grube zum Erliegen brachten, hätten diese Wirkung meist nicht gehabt, wenn noch lohnende Erzanbrüche vorhanden gewesen wären.

### 2. Die rein geologischen Methoden

Die mannigfachen Gesetzmäßigkeiten der Bildung von Lagerstätten und damit auch die mannigfachen Gesichtspunkte ihrer Aufsuchung sind im ersten und zum Teil auch im zweiten Abschnitt behandelt worden; so daß sich Wiederholungen erübrigen. Es sei nur betont, daß in wenig bekannten Gebieten für die magmatogenen Lagerstätten vor allem die Erstarrungsgesteine und ihre Kontaktbereiche als höffig in Betracht kommen, daß die hydrothermalen Nebengesteinsumwandlungen bereits engere Untersuchungsbezirke ausscheiden lassen und daß die auffälligen oxydischen Hutbildungen unmittelbar auf das Erz verweisen. Gänge und Imprägnationszonen treten wegen des Quarzes und der Verkieſelung häufig als morphologische Rücken hervor.

In Anbetracht der oft fehlenden oder mangelhaften topographischen Kartenunterlagen soll der Prospektor einen Bergkompaß mit Visiereinrichtung verwenden, damit er einen Gang nach seinem Streichen verfolgen kann und einen barometrischen Höhenmesser, damit er relative Höhenunterschiede von Ausbissen

zum Zweck einer ersten Substanzziffer-Schätzung feststellen kann. Ferner sind eine einfache Lötrohrrüstung und ein kleiner Sichertrog zweckmäßig.

Es soll aber nachdrücklich betont werden, daß die unmittelbare Aufsuchung und Verfolgung *bloß der Lagerstätten* nur das erste Stadium einer wirklichen montangeologischen Untersuchung eines Gebietes ist. Unabweisbar, spätestens bei der Verleihung eines Konzessionsfeldes, ist eine richtige geologische Kartierung auch der Umgebung der Lagerstätte. Denn nur durch eine solche können die mannigfachen Umstände erkannt werden, die auf die nicht sichtbaren Teile der Lagerstätte Einfluß haben, können also die Möglichkeiten, die Chancen und Bedenken bestimmt werden. Je weiter der Rahmen der geologischen Kartierung und der allgemeinen, oft scheinbar abwegigen geologischen Begehungen gezogen wird, umso besser ist es. Gegen diesen Grundsatz wird aus falscher finanzieller oder zeitlicher Sparsamkeit oft verstoßen und die Auftraggeber müssen diesbezüglich aufgeklärt werden.

Besondere Methoden gelten naturgemäß für die erste Prospektion in einem geologisch und geographisch völlig unerschlossenem Neuland, also in unentwickelten Gebieten. Hier geht man anfangs bei der Aufnahme rein schematisch vor. So werden z. B. im afrikanischen Busch von einer etwa 100 km langen Mittellinie aus, an welcher die Zeltlager und Versorgungsplätze liegen, nach beiden Seiten 20–30 km lange Schneisen geschlagen. Auf diese Art wird das rechteckige Untersuchungsfeld in lange, schmale Streifen unterteilt. Die Schneisen werden von den Geologen begangen, welche alle wichtigen topographischen Feststellungen, wie Flußläufe u. dgl. sowie alle Gesteinsausbisse, Erzfunde etc. eintragen. Die Entfernungen von der Mittellinie werden durch einen Kilometerzähler gemessen der an einem Fahrradvorderteil angebracht ist, das geschoben wird. In regelmäßigen Abständen werden die Bäume markiert. So können monatlich 200 bis 300 qkm kartiert werden.

Die geologische Erkundung durch Flugzeuge hat sich in verschiedenen Gebieten verschieden bewährt. Sie ist an sich mehr für Gebiete mit Sedimentformationen, besonders Schichtstufenlandschaften geeignet, wobei der geologische Großbau oft rasch und klar erkennbar wird. Aber auch Massivkontakte, Eruptivdurchbrüche u. dgl. können gut feststellbar sein. Bei der Untersuchung der nordrhodesischen Kupferlagerstätten bewährte sich die Flugzeugaufnahme nach den Mitteilungen E. ACKERMANN's schon darum nicht, weil die Sicht während der Regenzeit durch Wolken, während der Trockenzeit durch Grasbrände behindert war.

### 3. Geophysikalische Methoden

Wenn ein höffiges Gebiet eingeeengt ist und ein bestimmtes Erz erwartet wird, können geophysikalische Untersuchungsergebnisse für die bergmännischen Aufschlußarbeiten richtungsweisend sein. Dadurch können erhebliche Aufschlußkosten eingespart werden.

Während Seismik und Gravimetrie im allgemeinen für die sedimentären Lagerstätten in Betracht kommen, sind Elektrizität und Magnetismus vorwiegend für die magmatogenen Erze geeignet.

Die *magnetischen* Schurmethoden sind die ältesten; sie wurden schon im 17. Jahrhundert in Schweden zur Aufsuchung kleiner Magnetitvorkommen verwendet. Auf sie spricht in erster Linie Magnetit, in geringerem Maße auch Magnetkies an. Sorgfältige Untersuchung der magnetischen Eigenschaften, auch des betreffenden Nebengesteins soll einer Vermessung vorausgehen. Steile Erzplatten kommen besser zum Ausdruck als flach liegende. Da verschieden starke Störungs-

körper in verschiedener Tiefe durch Messungen an der Erdoberfläche oft nicht unterscheidbar sind, hat sich die Methode, vom Flugzeug aus magnetisch zu messen, sehr bewährt, da hier die Messungen von verschiedenen Niveaus aus stattfinden können. Die Flugzeugmessung ist überdies viel rascher.

Interessant ist die Geschichte der Entdeckung der Magnetiseenerze von Kursk auf Grund der dort altbekannten, starken magnetischen Anomalien. Die daraufhin zuerst erbohrten präcambrischen Magnetitquarzite waren zu eisenarm, um die starken Störungswerte verständlich zu machen. Auch gravimetrische Messungen ergaben höhere Anomalien als den Eisenquarziten entsprach. Man nahm zu einer Änderung der Konstanten Zuflucht, bis die Rechnung stimmte. Schließlich aber wurden doch durch Anwendung von Schrägbohrungen die steil einfallenden hochprozentigen Magnetiseenlager bei Stigry gefunden. Das Deckgebirge ist rund 200 m mächtig.

Auch basische Gesteinsmassive können bei geringer Bedeckung durch magnetische Messungen erfolgreich abgegrenzt werden. Das wurde beim Nickelerz führenden Serpentin von Frankenstein, der randlich von Löss überlagert wird, durchgeführt.

Einen droßen wirtschaftlichen Nutzen erbrachten die magnetischen Untersuchungen KRAHMANN's im westlichen Witwatersrandesgebiet, welche auf ein unter dem Goldquarzkonglomerat liegenden, magnetitführenden Quarzitschiefer abzielten und durch die Feststellung dieser Leitschicht die Erschließung eines weiteren großen Goldfeldes ermöglichten.

Eine indirekte magnetische Aufsuchung von Blei-Zinkerz gelang in Trepča, woselbst die große Erzlagerstätte von einem etwas magnetithaltigen Reaktionsraum umgeben ist, welcher auf diese Weise feststellbar war.

Jedenfalls sind magnetometrische Methoden bei der Erschürfung von Magnetitlagerstätten unbedingt zu empfehlen, zumal sie auch recht billig sind.

Die *geoelektrischen* Verfahren arbeiten nach mehreren Prinzipien: Die Eigenpotentialmethode benützt die natürlichen Erdströme, die infolge der Oxydation von Kieslagerstätten entstehen. Die Widerstandsmethoden beruhen auf dem Umstand, daß bei zunehmendem Abstand zweier Elektroden immer tiefere Erdbereiche in das leitende System einbezogen werden, so daß eine plötzliche Zunahme der Leitfähigkeit beim Auseinanderrücken der Elektroden auf die Einschaltung eines guten Leiters schließen läßt. Diese Methode hat die relativ größte Tiefenwirkung. Sie ist besonders geeignet, wo Schichten verschiedener Leitfähigkeit flach übereinander liegen. Bei den heute zumeist angewendeten Induktionsmethoden wird durch eine nichtgeerdete, stromdurchflossene Drahtschleife, die um das Untersuchungsgebiet gelegt wird, oder durch andere Mittel in dem Erzkörper ein sekundäres Feld induziert, dessen Auswirkungen gemessen werden.

Die Tiefenwirkung der geoelektrischen Verfahren reicht günstigenfalls wenige hundert Meter, oft aber nur einige Zehner von Metern. Auch sind hier zahlreiche Fehlerquellen vorhanden. Die Leitfähigkeit derber Sulfiderze ist zwar gegenüber den trockenen Gesteinen sehr hoch und wirkt sich in schwächerer, aber noch deutlich erkennbarer Weise sogar noch bei einem Sulfidgehalt von 5–20% im Gestein aus. Die Verhältnisse werden aber durch Feuchtigkeit, saure Spaltenwässer und Grundwasserspiegel oft bis zur Unkenntlichkeit oder Täuschung verzerrt. Auch ist die Leitfähigkeit der Gesteinsmasse selbst parallel zur Schieferung wesentlich höher als quer dazu, was zu Irrtümern Anlaß gegeben hat. Dünne Graphitbestege sind gleichfalls ausgezeichnete Leiter. Derbe Erzkörper sind zur Untersuchung geeigneter als Gänge.

Große Erfolge hatte die Geoelektrik in den glazialbedeckten Gebieten Skandinavien zu verzeichnen. Oft gaben Erzblöcke in Moränen den ersten Anstoß



Die *Gravimetrie* wird bisweilen zur Ergänzung elektrischer und magnetischer Messungen herangezogen, wenn die vermuteten Erzkörper seicht liegen und hinreichend groß sind (Abmessungen mindestens 100 m bei dem üblichen Dichte-Unterschied zwischen Erzen und Nebengestein). Für die Feststellung lokaler oberflächennaher Störungen ist die Drehwaage geeigneter als das Gravimeter. Sehr bewährt haben sich gravimetrische Profile, die über die Eisenerzlager von Krivoj Rog bei einer 20 m starken Bedeckung gelegt wurden. Auf Cuba und in Guleman wurden große Chromerzkörper gravimetrisch entdeckt.

Gravimetrische Messungen setzen ein sehr flaches topographisches Relief voraus.

*Reflexions-Seismik* wurde zur Erkennung des Schichtbaus und damit der Tiefenlage der norddeutschen Trümereisenerz-Horizonte mit Erfolg verwendet.

Eine einfache und für manche Erze erfolgreiche Prospektionsmethode ist die mit tragbaren *Ultra-Violettlampen*. Auf kurzwelliges U-V-Licht spricht Scheelit mit bläulich-weißer, Zirkon mit gelblicher, Uranglimmer mit grünlicher, Hydrozinkit mit weißer Fluoreszenz an. G. ZESCKE hat in Pakistan durch Aufspürung von Scheelit in Flußsanden die zugehörige primäre Lagerstätte viele hundert Kilometer weit flußaufwärts gefunden.

Für jede geophysikalische Auswertung muß betont werden, daß sie nur durch Zusammenarbeit mit dem Geologen erfolgen soll, welcher die Auswahl der Deutungsvarianten einengen kann. Mit Iso-Linien und Formeln allein ist dem Auftraggeber nicht gedient. Am besten ist natürlich der Anschluß an eine Bohrung.

*Literatur:* H. REICH, Angew. Geophysik f. Bergleute u. Geologen, 2. Aufl. 1960. — H. HAALCK, Lehrbuch der angewandten Geophysik I u. II, Berlin 1953 u. 1958. — MILTON, D. DORBIN, Introduction to geophysikal prospecting, New York 1952.

#### 4. Geochemische Methoden

Die Erzkörper sind oft durch einen Hof von erhöhtem Spurenmetallgehalt umgeben, der für das betreffende Erz kennzeichnend ist. Der Spurenmetallhof kann *primär* mit der Entstehung der Lagerstätte verbunden sein, indem etwa die hydrothermalen erzbringenden Lösungen das Nebengestein um den Ort des eigentlichen Erzabsatzes infiltriert haben. Er kann auch *sekundär* sein, d. h. bedingt durch spätere Verwitterungsvorgänge; dann zeigt sich der erhöhte Metallgehalt in dem Boden über einem bedeckten Erzausbiß oder in der Asche der Pflanzen, die auf diesem Boden wachsen oder in den Wässern, die um die Lager-

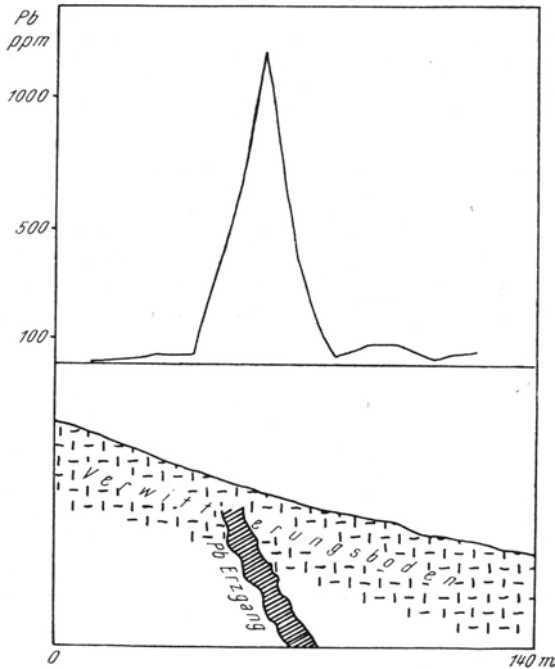


Abb. 104. Geochemisches Profil im Boden über einem Bleierzgang von Bou Kiana (Algerien). Nach B.R.M.A.

stätte zirkulieren. Die geochemische Erzsuche beruht auf der Feststellung dieser Aureolen zunehmenden Metallgehaltes in Annäherung an das Erz. Ähnlich wie bei den geoelektrischen Methoden erlauben sie keine Aussage über Größe und Gehalt der Erzkörper, da besonders die sekundäre Verschleppung der Metalle von verschiedenen Faktoren wie Art der Verwitterung, Wasserzirkulation u. a. m. abhängt.

Die Bestimmung der Metallspuren erfolgt meist durch spezifische organische Reagenzien. Besonders verwendbar ist das *Dithizon*, dessen grüne Lösung in Tetrachlorkohlenstoff bei Zusatz geringster Metallspuren einen Farbumschlag zu mehr oder weniger intensiver Rotfärbung erfährt. Die halbquantitativen Werte werden in ppm (parts per million) ausgedrückt. Die Proben müssen in geringem Abstand genommen werden. Daraus werden Linien gleichen Metallgehaltes konstruiert.



Abb. 105. Kurvengleichen NiO-Gehaltes (in tausendstel Prozent) in Pflanzenaschen über einem von glazialen Ablagerungen bedeckten Erzkörper bei Petsamo. (Nach RANKAMA.)

Ein Beispiel eines primären Metallhofes im kalkigen Nebengestein eines Blei-Zinkerzerganges in Bleiberg gibt Abb. 103. Es ist ersichtlich, daß die Form des Spurenhofes von Klüften bestimmt ist. Die Bleianreicherung im Verwitterungsboden über einem Gang in Algerien zeigt Abb. 104. Erhöhte Nickelgehalte in Pflanzenaschen wurden über einem Erzkörper in Petsamo festgestellt (Abb. 105). In der Asche von Schachtelhalmen aus dem Bereich slowakischer Goldlagerstätten wurden bis über 100 g Au/to gefunden, während die Schachtelhalme außerhalb der Lagerstätten goldfrei waren. In einem Stollen in Bleiberg hatten die aus der Firste absickernden Kluftwässer dort erhöhte Zinkgehalte, wo über dem Stollen Erznester liegen (Abb. 106).

*Literatur:* Principles of geochemical prospecting US Geol. Survey 1000-F 1957. J. S. WEBB, A brief review of geochemical prospecting OEEC, Europ. Productivity Agency EPA/St/879/1954.

### 5. Bergmännische Methoden

Auf Grund der geologischen und sonstigen Hinweise muß das Erz schließlich durch bergmännische Schurfarbeiten aufgesucht und nachgewiesen werden. Der zweckmäßige Ansatz dieser Schurfarbeiten ist Sache des Geologen. Es ist klar, daß man bei horizontal gestreckten Lagerstätten (Lagern, flachen Linsen) besser mittels Bohrungen, bei vertikal gestreckten (Gängen, steil einfallenden Schichten) besser mittels Stollen sucht.

Da Zeitaufwand und Kosten der Schürfungen vorher abgeschätzt werden müssen, seien im folgenden einige Zahlen genannt. Es handelt sich nicht um Bestzeiten, sondern um solche, wie sie in der Praxis mit ungelernten Arbeitern in mehr oder weniger abgelegenen Gegenden üblich sind. Die Kosten verstehen sich in Dollar-Aequivalenten und sollen als Vergleichsmaßstab der einzelnen Schurfarten dienen. Natürlich sind alle diese Größen stärkstens von der Beschaffenheit der zu bearbeitenden Gesteine abhängig; es wurden mittlere Werte gewählt.

Schurfgräben (Röschen), bis 2 m tief werden pro 100 m von 3 Mann in 8 bis 10 Tagen hergestellt.

Bei Schurfstollen beträgt der Tagesfortschritt in mittelhartem Gestein 1,0 m. Der Meter kostet zirka 20 \$ ohne Ausbau.



Schurfschächte, die maximal bis 30 m tief werden, werden im Tagesdurchschnitt um 0,3–0,5 m abgeteuft bei Meterkosten von 30 \$.

Craeliushörungen, welche vertikal, aber auch schräg und horizontal vorgetrieben werden können, kosteten in Eigenregie zirka 3 \$ pro Meter. Die tägliche Bohrleistung beträgt 2–3 m, wenn auch bisweilen sehr viel höhere Werte erzielt

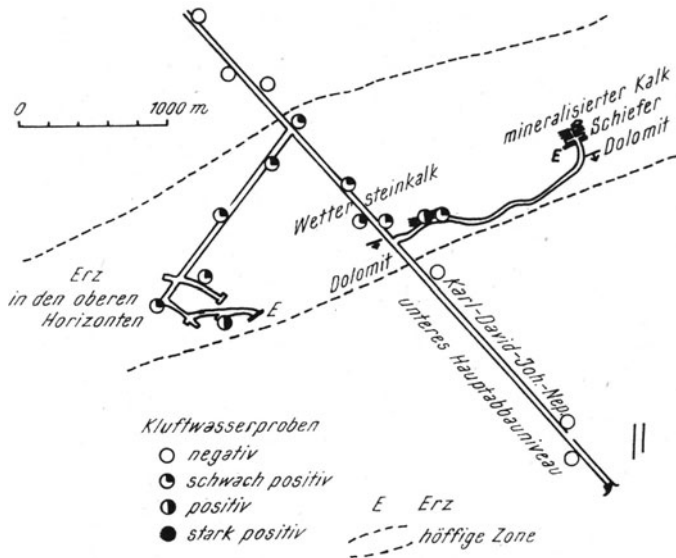


Abb. 106. Grundrißdarstellung der Verteilung von Kluftwasserproben in einem Stollen, der unter einer Erzzone liegt; Bleiberg. Nach ZDOLSEK, ZWEIFLER und W. E. PETRASCHECK.)

worden sind. Voraussetzung für Craeliushörungen ist das Vorhandensein von Wasser für die Spülung und die Möglichkeit, einen Kompressor an die Bohrstelle heranzuschaffen.

Es ist ratsam, bei der Kombination aller dieser geologischen, geophysikalischen und bergmännischen Untersuchungen allmählich vom Kleinen ins Große zu gehen und nicht gleich mit den kostspieligsten Arbeiten zu beginnen. Wenn auch ein Untersuchungsplan aufgestellt werden muß, so soll er doch laufend an die Ergebnisse angepaßt werden. Entwickeln sich die Untersuchungen günstig so muß aber auf jeden Fall bis zu Beginn des Abbaus eine genügend große Substanz nachgewiesen sein.

### III. Die Begutachtung von Erzlagerstätten

Bei der Begutachtung von Lagerstätten hat der Geologe die Substanz und die Qualität der Erze sowie die etwa noch vorhandenen Möglichkeiten anzugeben. Die technischen und wirtschaftlichen Schlüsse daraus zieht der Bergingenieur.

#### 1. Die Schätzung der Substanzziffer

Die Berechnung bzw. Schätzung der Substanzziffer (Erzreserve, Erzvorrat) ist in ihrer Genauigkeit abhängig vom Aufschlußgrad und vom Charakter der Lagerstätten. Ein sedimentäres Erzlager, das ein paar Kilometer lang an den beiden Flügeln einer nicht allzubreiten Mulde ausbeißt, das aber *nur* an den

Ausbissen durch Röschen beschürft ist, hat so gut wie keine *sichtbare* Substanz, während ein nur 300 m langer Gang, der durch einen 100 m tiefen Schacht mit Grundstrecken aufgeschlossen ist, vielleicht über 100.000 to Erz nachgewiesen

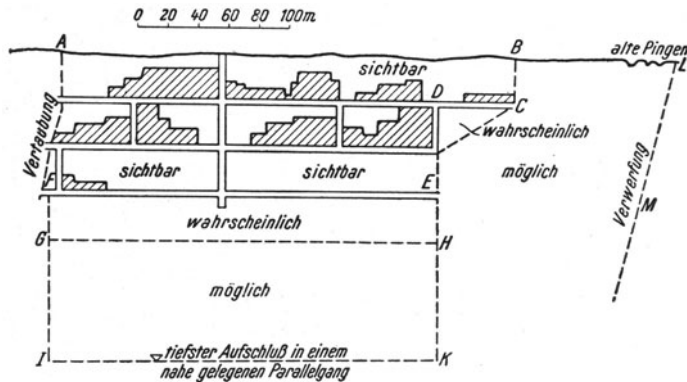


Abb. 107. Sichtbare, wahrscheinliche und mögliche Reserven eines Erzganges.

enthält. Trotzdem hat das Lager nach aller Wahrscheinlichkeit eine weitaus größere Substanz. Die Lagerstättenvorräte werden daher nach dem Maß ihrer Aufgeschlossenheit klassifiziert.

Die Begriffsbestimmungen, welche von dem Institution of Mining and Metallurgy zu Anfang dieses Jahrhunderts aufgestellt wurden, gingen vom Gang-

bergbau aus. *Man unterscheidet sichtbare (= sichere), wahrscheinliche und mögliche Vorräte* (visible, probable and possible ore).

Nehmen wir vorerst der Einfachheit halber einen gleichmäßig vererzten Gang — etwa einen Eisenspatgang — oder ein geneigtes sedimentäres Erzlager an, so muß das *sichtbare (sichere) Erz* von vier oder mindestens von drei Seiten aufgeschlossen — oder wie man sagt — beleuchtbar sein.

Es ist also darunter jener Gang,

oder Lagerteil zu verstehen, der zwischen dem Schacht und den Hauptsohlen liegt und eventuell auch noch von der vierten Seite, etwa einem Aufbruch anstehend aufgeschlossen ist (S. Abb. 107). Von der sichtbaren Substanz abzuziehen ist natürlich der schon abgebaute Teil.

Das *wahrscheinliche* Erz muß von mindestens zwei Seiten beleuchtbar sein; es liegt also z. B. zwischen der Ausbißlinie und einem eben erst abgeteuften Schacht. Auch Bohrungen im Erz gelten als Aufschlüsse. Wenn in einer Grube das Erz auf der tiefsten Sohle noch unverändert ansteht, so darf angenommen werden, daß es auch noch in die Tiefe fortsetzt. Man rechnet daher auch ohne weitere Tiefenaufschlüsse noch einen etwa 25 m breiten (= tiefen) Streifen mit der erzführenden Länge der untersten Sohle hinzu. Eine andere Art des Zuschlages von tieferem wahrscheinlichem Erz ist die, daß man die Fläche eines Halbkreises nimmt, welcher die unterste Sohle, soweit sie im Erz steht, als Durch-

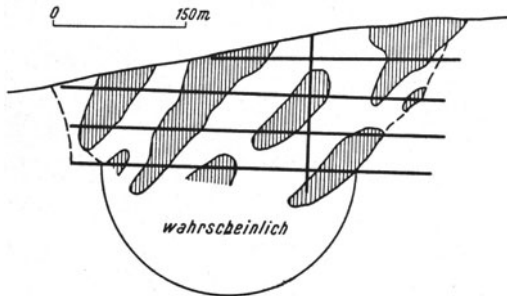


Abb. 108. Schätzung der wahrscheinlichen Substanz durch die Halbkreisemethode.

messer hat. Diese Art ist besonders dann empfehlenswert, wenn die seitlichen Grenzen der Erzführung nach der Tiefe konvergieren, was bei vulkanogenen Gängen oft der Fall ist (Abb. 108).

Es ist also in diesen Fällen die Berechnung der sichtbaren und wahrscheinlichen Kubatur im Wesentlichen eine Multiplikationsaufgabe. Hauptvoraussetzung der Richtigkeit ist, daß die eingesetzten Längen den tatsächlichen Feststellungen entsprechen. Darum ist völlig unzulässig das in manchen unsoliden Verkaufsgutachten geübte Verfahren, zwei entfernte Ausbisse ohne weiteres zu verbinden, daraus eine große erzführende Fläche und damit eine gewaltige Tonnage zu errechnen und davon wegen Vertaubungen u. dgl. nur 50% als gegeben anzunehmen, um damit, wie B. GRANIGG treffend sagt, „dieser Rechnung den Anschein einer besonderen Sicherheit und Gewissenhaftigkeit zu verleihen“.

Das *mögliche* Erz umfaßt nach KRUSCH diejenige Erzmasse, welche nach den vorhandenen Aufschlüssen möglicherweise vorhanden ist, wenn die Verhältnisse stimmen, die der Beurteiler annimmt. Hier ist also der geologischen Überlegung, basierend auf dem Verständnis der Natur der Lagerstätte, ein weiterer Spielraum gelassen. Es ist klar, daß man bei ungestörten sedimentären Lagern großzügiger extrapolieren darf als bei unregelmäßig mineralisierten Gängen oder bei metasomatisch vererzten Schichtbänken.

Wenn aber KRUSCH die Forderung aussprach, daß für das mögliche Erz unter keinen Umständen Zahlen angegeben werden dürfen, weil sie zu unsicher seien, so ist das nicht zweckmäßig. Der Interessent für eine Lagerstätte will die Größenordnung der Substanz kennen, die er günstigen Falles erhoffen kann. Beim Erwerb einer Lagerstätte wird die Bewertung zwar meist nur auf Grund des sichtbaren und wahrscheinlichen Erzes vorgenommen, aber *das mögliche Erz ist die Gewinnchance*, die der Erwerber kennen will. Nur muß der Gutachter mit voller Deutlichkeit klar machen, daß der Zahlenwert der möglichen Substanz nur dann eine Berechtigung hat, wenn verschiedene, geologisch begründete, aber noch unbewiesene Annahmen zutreffen. Der Gutachter muß sich sichern, daß er nicht ohne weiteres auf diese Zahl festgelegt wird. Er muß aber diejenigen Aufschlußarbeiten präzisieren, die zur Nachprüfung seiner Annahme notwendig sind. Der Interessent erfährt auf diese Art nicht nur die Größe seiner Gewinnchance, sondern auch die seines *Aufschlußrisikos*.

Mannigfach sind die Versuche, die alte Vorratsklassifizierung in sichere, wahrscheinliche und mögliche Vorräte zu verbessern. In der Sowjetunion und mit gewissen Abweichungen in den anderen Oststaaten hat man Vorratsklassen definiert, deren Merkmale zu bestimmten Maßnahmen im Rahmen der Planwirtschaft berechtigten:

Die Klasse A entspricht ungefähr unseren sichtbaren, B den wahrscheinlichen, C den möglichen Vorräten. Die wesentlichen Bestimmungsmerkmale sind: A<sub>1</sub> sind Vorräte von Lagerstätten, deren Konturen vollständig bekannt sind und deren Erz in Bezug auf seine technologische Verarbeitung im Großmaßstab erprobt worden ist. Die Lagerstätte ist zum Abbau vorgerichtet. Die Vorräte A<sub>2</sub> sind durch bergmännische Aufschlüsse im einzelnen bekannt und die technologische Verarbeitung ist an typischem Material erprobt. Die Lagerstätte ist für die technische und wirtschaftliche Planung des Abbaus vorbereitet. — Die Vorräte der Kategorie B sind der Größe nach durch Aufschlüsse ungefähr bekannt. Die Gestalt der Lagerstätte und die Bedingungen ihrer technologischen Verarbeitung sind noch nicht genügend festgestellt. Die Voraussetzungen für einen vorläufigen Abbauentwurf und für ein genaues bergmännisches Untersuchungsprogramm sind gegeben. — Die Vorräte C<sub>1</sub> sind auf Grund geologischer und geophysikalischer Untersuchungen angenommen und Erzproben sind von

einzelnen Stellen bekannt. Derartige Lagerstätten bilden den Gegenstand wirtschaftlicher Erwägungen und geologischer Untersuchungs- und Schurfarbeiten. —  $C_2$  schließlich sind vermutete Erze in mineralisierten Zonen, über deren Art nur auf Grund vereinzelter Funde und analoger Lagerstätten anderwärts Aussagen gemacht werden können. Sie sind geeignet für die Aufnahme in ein Untersuchungsprogramm.

In der anglikanischen Welt haben sich die Begriffe des US Bureau of Mines eingeführt: Das gemessene Erz (measured ore) ist in seinen Dimensionen durch natürliche und bergmännische Aufschlüsse und Bohrungen bekannt und seine Zusammensetzung ist durch eingehende Probenahme festgestellt. Die Aufschlußpunkte liegen so nahe, daß die Abweichungen von der Wirklichkeit nicht mehr als 20% betragen. Für das erkennbare Erz (indicated ore) ist die Tonnage und die Zusammensetzung teilweise durch exakte Messungen und Probenahme, teilweise durch Projektion auf eine angemessene Entfernung festgestellt. Vermutetes Erz (inferred ore) schließlich ist ein solches, für das qualitative Schätzungen auf einer allgemeinen Kenntnis der Natur der Lagerstätte begründet sind.

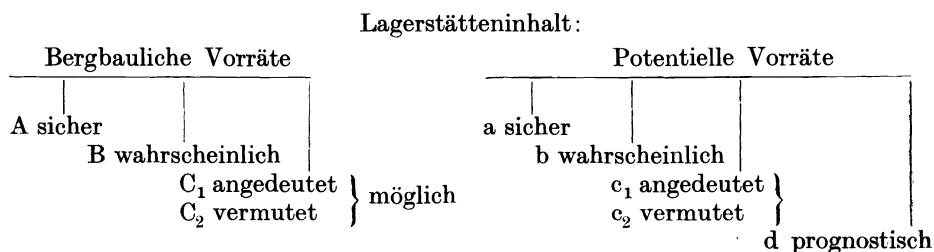
Alle diese Vorratsklassifizierungen werden heute verwendet. Aus dem Bestreben, eine nach allen Seiten hin vergleichbare Klassifizierung zu schaffen, hat die Gesellschaft Deutscher Metallhütten und Bergleute nachstehende Klassifizierung im Jahre 1959 vorgeschlagen:

Der Lagerstätteninhalt umfaßt zwei Gruppen: die bergbaulichen Vorräte (vergleichbar den „Bilanz-Vorräten“ der Ostländer) sind solche Lagerstättenvorräte, von denen angenommen wird, daß sie den heutigen Anforderungen für eine wirtschaftliche Verwertung entsprechen. Die potentiellen Vorräte („Außer-Bilanz-Vorräte“ der Ostländer) sind solche, die in Zukunft für eine Nutzung in Betracht kommen können, aber derzeit nicht den Anforderungen für eine wirtschaftliche Verwertung entsprechen.

Die Gruppen werden in Klassen eingeteilt, die analog wie in den Ostländern auch durch Buchstaben bezeichnet werden.

1. *sicher* (A, a): Die Konturen des Vorrates sind zusammenhängend bekannt oder der Zusammenhang ist durch entsprechend eng liegende Aufschlüsse gesichert.
2. *wahrscheinlich* (B, b): Die Konturen des Vorrates sind lückenhaft bekannt oder ihr Zusammenhang mit sicheren Vorräten ist durch Aufschlüsse in hinreichendem Abstand festgestellt.
3. *angedeutet* ( $C_1$ ,  $c_1$ ): Der Vorrat ist durch Aufschlüsse in weitem Abstand oder durch gesicherte geophysikalische Indikationen erkundet.
4. *vermutet* ( $C_2$ ,  $c_2$ ): Der Vorrat ist durch Einzelaufschlüsse erkundet oder sein Vorhandensein nach der geologischen Position und nach geophysikalischen oder geochemischen Indikationen anzunehmen.
5. *prognostisch*: Der Vorrat kann aus der Kenntnis der geologischen und lagerstättenkundlichen Möglichkeiten und Analogien abgeleitet werden.

Daraus ergibt sich das folgende Schema:



Die Berechnung der sichtbaren Vorräte ist eine volumetrische Aufgabe. Bei einer plattenförmigen Lagerstätte von wechselnder Mächtigkeit multipliziert man ihre Fläche mit dem arithmetischen Mittel der Mächtigkeiten. Wenn aber die Mächtigkeiten von Bereich zu Bereich stark schwanken und besonders, wenn innerhalb der Fläche sich Bereiche von unbauwürdiger Mächtigkeit befinden, ist

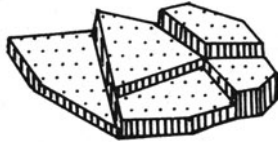


Abb. 109. Volumsbrechung einer plattenförmigen Lagerstätte nach Blöcken verschiedener Mächtigkeit.  
(Nach F. STAMMBERGER.)

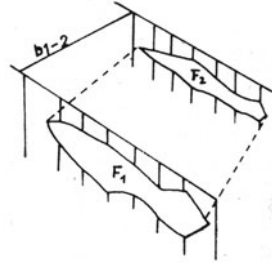


Abb. 110. Volumsbrechung einer Lagerstätte mittels der Profilmethode.

es zweckmäßiger, relativ gleichartige Bereiche gegeneinander abzugrenzen und diese als Blöcke (Teilfelder) mit jeweils gemittelter Mächtigkeit gesondert zu berechnen (Abb. 109). Man kann auch Kurven gleicher Mächtigkeiten konstruieren und dann die einzelnen Scheiben berechnen. Bei unregelmäßig gestalteten Lagerstätten empfiehlt sich die Profilmethode. Vom Lagerstättenkörper werden parallele Schnitte gezeichnet, deren Flächen  $F_1, F_2 \dots$  planimetriert werden; die Profilabstände sind  $b_{1-2}, b_{2-3} \dots$ . Das Volumen der Abschnitte ist dann

$$\frac{F_1 + F_2}{2} \cdot b_{1-2} + \dots \text{ usw. (Abb. 110).}$$

Die so erhaltenen Volumina werden mit dem spezifischen Gewicht des Erzes multipliziert und damit wird die Substanz in Tonnen ausgedrückt (Tonnage).

Die Bestimmung der mittleren Mächtigkeit und des spezifischen Gewichtes ist bei Lagerstätten von wechselndem Charakter nicht immer sicher. Wenn schon eine größere Lager- oder Gangfläche abgebaut ist, empfiehlt es sich, die bisherige gesamte Fördermenge durch die gesamte abgebaute Fläche zu dividieren und so die „Hauwerksschüttung pro Quadratmeter“ zu ermitteln. Dieser Wert kann auf die bekannte, aber noch nicht abgebaute Lagerstättenfläche übertragen werden.

Wenn eine Gangfläche oder ein metasomatisches Lager ganz unregelmäßig vererzt ist, so muß man für alle Vorratsberechnungen das Verhältnis von vererztem Flächenanteil zur Gesamtfläche in Betracht ziehen. Dieses Verhältnis nennt man den *Bauwürdigkeitskoeffizienten*. Man bestimmt diesen Koeffizienten aus Grubenkarten (Saigerrissen oder flachen Rissen), indem man planimetrisch die anstehenden und die schon abgebauten Partien mißt und sie zur gesamten aufgeschlossenen Fläche ins Verhältnis setzt. Der Bauwürdigkeitskoeffizient beträgt bei vielen, auch gut vererzten sulfidischen Gängen nur  $\frac{1}{3} - \frac{1}{4}$ . Soferne man nicht Anhaltspunkte für eine Änderung des Koeffizienten mit der Tiefe hat, überträgt man den am sichtbaren Gangteil gewonnenen Wert auf die wahrscheinlichen und möglichen Gangteile.

Bei nicht plattenförmigen Lagerstätten, z. B. Erzlinsen in einem Eruptivgestein, übersetzt man diesen Begriff ins Räumliche, indem man als Bauwürdigkeitskoeffizienten bezeichnet

$$K = \frac{\text{cbm-Inhalt der aufgeschlossenen Erzkörper}}{\text{cbm-Inhalt des durch die Ausrichtung erfaßten Raumes}}$$

Dieses aus der Erfahrung für ein bestimmtes Gebiet gewonnene Verhältnis ist vielfach das einzige Mittel zur quantitativen Abschätzung möglicher Erzreserven. Es sei z. B. in einem größeren Serpentinareal eine ca. 2 km lange und 300 m breite Zone als chromerzführend bekannt. Die Chromerzkörper haben die üblichen unregelmäßigen, sack- und spindelartigen Formen und sind völlig ungleichmäßig innerhalb des erzführenden Streifens verteilt. Das Gebiet sei nur durch zahlreiche primitive Schurf- und Abbaugruben, welche 2–3 m tief sind, und durch ganz kurze Stollen aufgeschlossen. Zwei Schurfschächte und ein steiler Taleinschnitt zeigen, daß bis zu 25 m Tiefe noch Erzkörper anzutreffen sind, daß also die Erzführung bis zu dieser Teufe unter die ebene Geländeoberfläche reicht. Aus den zahlreichen kleinen Abbaustellen sind bisher 500 to Erz abtransportiert worden, 500 liegen auf Halde und ca. 1000 to stehen als sichtbar und wahrscheinlich an. Es liegt die Frage vor, wieviel die erzführende Zone noch ungefähr enthalten kann.

Die Antwort lautet: 2000 Tonnen sind bis 2 m Tiefe nachgewiesen, also werden bis 25 m Tiefe vielleicht noch zehnmal soviel, d. i. 20.000 to mögliches Erz darin stecken. Wie aber die großen und kleinen Erzkörper, die gleichsam einen langgezogenen Schwarm darstellen, im einzelnen zu finden sein werden, das ist das schwierigere Problem. Geologische Hinweise zur Aufsuchung können gegeben werden, im übrigen müßte die Aufsuchung durch ein Programm von Stollen und Craeliusbohrungen erfolgen, das in seinem Umfang präzisierbar ist. (Diese in Anlehnung an einen konkreten Fall beispielsweise gegebene Schätzung hatte sich größenordnungsmäßig bewährt: aus dem betreffenden Bereich waren im Laufe der folgenden Jahre durch planmäßige bergmännische Aufschlüsse und Bohrungen insgesamt 18.000 to gefördert worden, doch war das Untersuchungsprogramm nicht bis ganz zu Ende durchgeführt worden; es dürfte insgesamt etwas mehr darin stecken, als geschätzt wurde, aber das Aufschlußrisiko ist sehr groß).

Zur Berechnung der Tonnage muß man neben der Kubatur das spezifische Gewicht kennen. Man kann das spez. Gewicht des Erzes in einfacher Weise mittels eines graduierten Zylinders und einer Waage bestimmen. Mittelt man mehrere Bestimmungen von durchschnittlichen Stücken des Fördererzes, so erhält man einen recht brauchbaren Wert.

Wenn man weiß, daß das Fördererz im Durchschnitt, z. B. aus 25 Volumprozent Bleiglanz und 75 Volumprozent Quarz besteht, so kann man das spezifische Gewicht auch rechnerisch bestimmen:

Quarz hat das spezifische Gewicht	2,6
Bleiglanz hat das spezifische Gewicht	7,5

folglich ist das spezifische Gewicht der Gangmasse  $\frac{3 \cdot 2,6 + 1 \cdot 7,5}{3 + 1} = 3,8$ .

Das Mengenverhältnis von Erzen und Gangarten ist am besten aus Aufbereitungsversuchen zu entnehmen. Man kann es aber auch ungefähr abschätzen, indem man an den Arbeitsstellen durch Handscheidung Haufen von Erz und Gangarten aufschlichtet oder indem man Flächenmessungen des Erzes an freigelegten Stößen vornimmt.

In sehr vielen Fällen hat das Haufwerk ein spezifisches Gewicht, welches um 4 schwankt. Dies mit den Kubikmeterzahlen der Lagerstättenschätzung multipliziert gibt die gesuchten Erzvorräte in Tonnen. Grundsätzlich werden von der errechneten Tonnage der Lagerstätte 10% als Abbauverlust abgezogen.

Letzten Endes interessieren bei den Vorräten aber nicht die Erztonnen, sondern die Tonnen Metallinhalt. Dazu ist natürlich die Kenntnis des durchschnittlichen Metallgehaltes der Lagerstätte erforderlich.

## 2. Die Probenahme

Zur Feststellung des durchschnittlichen Metallgehaltes von Lagerstätten-teilen werden Proben genommen. Durch sinnngemäße Mittelung dieser Proben erhält man den Metallgehalt der ganzen Lagerstätte.

Es gibt Schlitzproben, Schußproben, Sackproben, Wagenproben und Bohrmehlproben.

Bei jeder Art der Probenahme fällt mehr Material an, als für die Analyse notwendig ist. Dieses Material muß sorgfältig durchmischt und gemittelt werden, damit es den richtigen Durchschnitt der Probestelle ergibt. Das Erz wird zu diesem Zweck (ohne Verlust von Feinkorn!) in etwa nußgroße Stücke zerschlagen und zu einem abgestumpften Kegel aufgehäuft, welcher durch eine Schippe in vier Quadranten geteilt wird. Zwei gegenüber liegende Quadranten werden entfernt, die beiden verbleibenden abermals gemischt, aufgehäuft und wieder geteilt, bis ein Rest von 1—3 kg übrig bleibt. Man nennt diesen Vorgang *Vierteln*.

Recht gute Resultate liefert die *Schlitzprobe*. An einem vorher abgebürsteten glatten Stoß wird über die ganze interessierende Gang- oder Lagermächtigkeit — einschließlich des eventuell mitzufördernden erzhaltigen Nebengesteins — ein gleich breiter und gleich tiefer Schlitz mit Schlägel und Eisen herausgeschlagen und wird das dabei anfallende Probegut sorgfältig durch ein untergehaltenes Brett oder einen Hut aufgefangen. Die Breite der Schlitzes beträgt 10—15 cm, die Tiefe 3 cm. Wesentlich ist, daß nicht etwa harte taube Quarzeinlagerungen u. dgl. im Schlitz ausgespart bleiben, wodurch die Probe scheinbar zu reichhaltig werden würde. Das Probegut wird in einzelne Säcke verpackt und entsprechend den Schlitznummern numeriert. Die Mächtigkeiten an den Probestellen müssen notiert werden. Die Probestellen sind in einem Grubenplan einzutragen.

Der Abstand der Schlitzproben hängt vom Wechsel des Erzgehaltes ab. Bei Goldgängen probt man oft alle Meter oder sogar alle halben Meter. Wenn Mächtigkeit und Metallgehalt veränderlich sind, darf man nicht erst die Mächtigkeiten und dann die Metallgehalte mitteln und die beiden Werte als Mittel des Ganges betrachten. Dadurch würden kleine Mächtigkeit mit extrem hohen Gehalten den so errechneten Durchschnittsgehalt scheinbar heben. Man muß vielmehr die Hauwerksschüttung von Abschnitt zu Abschnitt in Tonnen berechnen und dann die Gesamtmenge des Metalles durch die Gesamtmenge des Hauwerkes dividieren.

Ein Beispiel mache dies anschaulich: In dem Untersuchungsabschnitt eines Goldquarzganges haben vier Schlitzproben, die in 1 m Abstand aufeinander folgen, nachstehende Mächtigkeiten und Goldgehalte ergeben:

0,2 m	4 g/to
0,1 m	6 g/to
0,04 m	50 g/to
0,1 m	4 g/to
<hr/> 0,44 m	<hr/> 64 g/to

Würde man die Mächtigkeiten links und die Goldgehalte rechts mitteln, so ergäbe sich als Durchschnitt  $0,44 : 4 = 0,11$  m Mächtigkeit und  $64 : 4 = 16$  g/to Goldgehalt.

Um zu einem richtigen Ergebnis zu gelangen, müssen wir aber die Hau-

werksmenge pro Quadratmeter Gangfläche für jeden der vier Abschnitte er rechnen, wobei das spezifische Gewicht des etwas kiesführenden Goldquarzes 3 sei. Für jede dieser Hauwerksmengen müssen wir die ihr entsprechende Goldmenge berechnen und dann das Verhältnis aus den Gesamtmengen errechnen.

0,2 m Mächtigkeit . 1 qm gibt 0,2   cbm gibt 0,6   to Erz enthält	2,4 g
(bei 4 g/to)	
0,1 m Mächtigkeit . 1 qm gibt 0,1   cbm gibt 0,3   to Erz enthält	1,8 g
(bei 6 g/to)	
0,04 m Mächtigkeit . 1 qm gibt 0,04 cbm gibt 0,12 to Erz enthält	6,0 g
(bei 50 g/to)	
0,1 m Mächtigkeit . 1 qm gibt 0,1   cbm gibt 0,3   to Erz enthält	1,2 g
(bei 4 g/to)	
1,32 to	11,4 g

Die 1,32 to enthalten also 11,4 Gramm, was einem Durchschnittsgehalt dieses 4 m langen Gangabschnittes von 8,6 g/to entspricht — also ungefähr die Hälfte des oben fälschlich errechneten Wertes. Rascher errechnet sich derselbe Mittelwert nach RICKARD, wenn man die Meter-Grammwerte bildet als Produkte der korrespondierenden Mächtigkeiten und Grammgehalte und dann die Summe dieser Produkte durch die Summe der Mächtigkeiten dividiert.

Im vorliegenden Fall ergibt dies:

$$\frac{m_1 \cdot g_1 + m_2 \cdot g_2 + \dots}{m_1 + m_2 + \dots} = \frac{0,2 \cdot 4 + 0,1 \cdot 6 + 0,04 \cdot 50 + 0,1 \cdot 4}{0,2 + 0,1 + 0,04 + 0,1} = \frac{3,8}{0,44} = 8,6 \text{ g/to.}$$

Bei der *Schußprobe* wird an Stelle der Probenahme eine größere Erzpartie hereingeschossen. Wegen der unregelmäßigen Gestalt des gewonnenen Erzkörpers liefert sie bei ungleichmäßiger Vererzung keinen guten Durchschnitt.

Eine rasche Orientierung erzielt man durch die *Sackprobe*, bei der von möglichst zahlreichen Aufschlußstellen wahllos Erzstücke von augenscheinlich bezeichnender Zusammensetzung ohne Ortsbezeichnung abgeschlagen und in einem Sack gesammelt werden.

Bei der *Wagenprobe* wird das Fördergut jedes dritten oder zehnten Wagens durch den Brecher zerkleinert und eine entsprechende Menge gemischt und heruntergeviertelt.

In manchen Fällen, so bei den ersten Aufschlußbohrungen, muß man die *Bohrkern-* oder die *Bohrmehlprobe* anwenden. Besser, aber schwieriger ist es, die Bohrkerne längs zu spalten. Die Hauptfehlerquelle bei dieser Probenahme liegt bei den Kernverlusten, durch welche oft besonders weiche und im Erzgehalt besonders abweichende Zwischenlagen nicht zum Ausdruck kommen.

Bei jeder Probenahme und auch bei dem Transport und der Aufbewahrung der Probesäcke muß auf die Möglichkeit von Fälschungen Bedacht genommen werden (siehe auch Seite 115 unter „Gold“).

### 3. Das Gutachten

Bei der Abfassung eines Gutachtens muß berücksichtigt werden, ob es für Wirtschaftler oder für Bergfachleute bestimmt ist. Für die ersteren sind vorwiegend die Substanzziffer, der Metallinhalt und die speziellen Bauwürdigkeitsbedingungen von Interesse. Diese Feststellungen und das positive oder negative Urteil des Gutachters werden zweckmäßiger Weise an die Spitze des Berichtes gestellt. Dabei gilt das über die Bedingtheit der möglichen Reserven Gesagte.

Bei der für den Bergmann bestimmten Begründung der Beurteilung sollen die wesentlichen Beobachtungen und die oft vergänglichen Aufschlüsse bescr-



ben werden, damit der Bericht auch später für andere Bearbeiter verwertbar ist. Die Überlegungen, die zur Deutung der Natur der Lagerstätte und ihrer praktischen Möglichkeiten führten, sollen dargestellt werden. Der Gutachter soll sich nicht durch möglichst unbestimmte oder gar widersprechende Aussagen vor der Verantwortung drücken, um „auf jeden Fall gedeckt zu sein“. Es kommt darauf an, einerseits die Chancen, andererseits das Aufschlußrisiko zu präzisieren.

Eine genaue Ortsbezeichnung der Lagerstätte selbst und der empfohlenen Ansatzstellen für die Aufschlußarbeiten ist unbedingt notwendig, damit auch bei Ausfall des ersten Gutachters die Arbeiten auf Grund des Berichtes fortgesetzt werden können. Die im Kapitel I/2 dieses Abschnittes erwähnten Gesichtspunkte betreffend Transportlage, und die Versorgung mit Wasser, Arbeitskräften, Grubenholz u. dgl. sowie die Besitzverhältnisse müssen besonders bei neu in Angriff zu nehmenden Vorkommen kurz dargestellt werden.

Gewinnt der Interessent auf Grund des montangeologischen Gutachtens an einem neu entdeckten Vorkommen oder an einem Schurfobjekt, das sich in der Hand eines Verkäufers befindet, positives Interesse, so nimmt er gewöhnlich eine *Option*. Durch den Optionsvertrag verpflichtet sich der Interessent, während eines oder zweier Jahre entscheidende Aufschlußarbeiten auf sein Risiko durchzuführen und erwirbt damit das Recht, im Falle eines günstigen Befundes die Lagerstätte entweder gegen eine *vorher zu bestimmende Summe* oder gegen einen *Förderzins* pro Tonne, der an den ursprünglichen Besitzer zu zahlen ist, zu erwerben. Die letztere Art ist für beide Teile die gerechtere.

Eine oft aufgeworfene Frage geht nach dem Wert der Lagerstätte im Boden. Dieser hängt sehr von den vorher zu schätzenden Betriebskosten ab. Es können für die Bewertung nur sichere und wahrscheinliche Reserven zu Grunde gelegt werden. Die Tonne Erz ist nur mit wenigen Prozent des Verkaufspreises anzusetzen, und da der ganze Vorrat nicht auf einmal kapitalisierbar ist, verringert sich der Jetztwert gemäß einer Zinseszinsrechnung entsprechend der Abbaudauer.

Der Jetztwert  $W$  errechnet sich bei einem Tonnenzins (Bruchzins)  $p$ , einer Tonnage  $T$ , einer Abbaudauer von  $n$  Jahren und einem Bankzinsfuß  $i$  nach der

$$\text{Formel } W = \frac{T \cdot p}{n} \cdot \frac{\left(1 + \frac{i}{100}\right)^n - 1}{\left(1 + \frac{i}{100}\right) \cdot \frac{i}{100}}$$

Beispiel:

Ein sichtbarer und wahrscheinlicher Lagerstättenvorrat betrage 3 Millionen Tonnen. Es ist geplant, jährlich 300.000 to abzubauen, sodaß dieser Vorrat in 10 Jahren abgebaut sein wird. Der Verkaufspreis des Minerals ist 40 Dollar pro Tonne. Als Wert der nicht abgebauten Tonne werden 5% des Verkaufspreises, also  $p = 2$  Dollar angesetzt. Der Bankzinsfuß  $i$  sei 5%. Dann ist der Jetztwert der Tonnage

$$W = \frac{3 \text{ Mill.} \cdot 2}{10} \cdot \frac{1,05^{10} - 1}{1,05^{10} \cdot 0,05} = 600.000 \cdot 7,7 = 4,7 \text{ Mill. Dollar.}$$

Die Größen  $p$  und  $z$ .  $T$ . auch  $n$  und  $i$  sind sehr vom Ermessen bestimmt. Der Multiplikationsfaktor für verschiedene Werte von  $n$  und  $i$  ist aus Zinstabellen zu entnehmen.

*Literatur:* B. GRANIGG, Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien, Wien 1951. — P. KRUSCH, Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten, Stuttgart 1921. — H. MC. KINSTRY, Mining Geology, New York 1948. — F. STAMMBERGER, Einführung in die Berechnung von Lagerstättenvorräten, Berlin 1956. — C. FRICK und H. DAUSCH, Taschenbuch für metallurgische Probierkunde, Bewertung und Verkäufe von Erzen, Stuttgart 1932. — L. H. TARRING and H. G. CORDERO, In a metal merchants office, London 1958.

# Industrie-Mineralien, Steine und Erden

Behandelt werden hier nur jene Industrie-Mineralien, welche in größerem Umfange bergbaulich gewonnen werden. Die Zahl der Mineralien und auch der Gesteinsarten, welche industriell verwertet werden können, wächst nahezu von Jahr zu Jahr. Die Mineralien werden im Folgenden nach ihren hauptsächlichsten Verwendungszwecken geordnet; also zuerst mineralische Schmiermittel, dann feuerfeste und keramische Rohstoffe, Bleich- und Isoliermittel, Schleifmittel, Baustoffe, chemische Industrie-Mineralien und Düngemittel.

*Literatur:* STUTZER, Die wichtigsten Lagerstätten der „Nichterze“. Berlin, Verlag Gebr. Bornträger: STUTZER-WETZEL, Phosphat-Nitrat. 1932; STUTZER-WETZEL-HIMMELBAUER, Schwefel, Graphit, Jod, Bor, Magnesit, Talk. 1933; STUTZER-EPPLER, Edelsteine und Schmucksteine. 1935. — LADOO, Non-metallic minerals. New York, Mc. Graw-Hill Book Co. 1951. — DAMMER und TIETZE, Die nutzbaren Mineralien, Stuttgart, Enke. 2 Bde. 1914. — DIENEMANN und BURRE, Die nutzbaren Gesteine Deutschlands. Stuttgart, Enke, 2 Bde. 1929. — BATEMANN, Econom. Mineral Deposits, New York, J. Wiley, 1951. — BATES, Geology of the industrial minerals and rocks, New York 1960.

## 1. Graphit

Graphit ist kein reiner Kohlenstoff, auch wenn man vom Aschengehalt absieht. Jeder Graphit enthält etwa 0,1–0,01% Stickstoff und etwa 0,1% Wasserstoff. Sein Kohlenstoff ist zum Teil in organischer Verbindung als flüchtiger Kohlenstoff vorhanden, so daß bei exakter Graphitanalyse Graphitkohlenstoff und flüchtiger Kohlenstoff unterschieden werden. Die Menge des letzteren beträgt immer nur ganz wenige Prozente. Der Graphitkohlenstoff allein macht den Graphit wertvoll. Der bei 110 Grad getrocknete Graphit enthält ferner noch etwas (1–3%) gebundenes Wasser, das in den meisten Fällen Konstitutionswasser seiner Aschenbestandteile ist.

	Analysen		
	Graphitkohlenstoff	flüchtiger Kohlenstoff	Asche
Ceylon	85.06	1.68	13.30
Alabama (USA)	90.58	1.40	8.00

Man unterscheidet kristallinen, das ist *Flinz-* oder *Flockengraphit*, und *dichten* Graphit. Dieser ist nicht amorph. Durch das Röntgenbild ist sein Gitterbau erkannt worden.

Die untere Bauwürdigkeitsgrenze bei den kristallinen Graphiten beträgt 15% C, bei den dichten Graphiten 45% C. Flotative Anreicherung ist möglich. Schwefel ist unerwünscht, für Schmiermittelgraphit auch harte Mineralkörner. Flöze werden bis 0,4 m herunter abgebaut.

Der Graphit wird in großem Umfang für Schmelztiegel und zur Auskleidung der Gußformen in der Eisengießerei verwendet. Im Hochofenprozeß finden quarzreiche Graphite als saurer, reduzierender Zuschlag Verwendung. Ferner wird Graphit als Schmiermittel, Farbe, in der Elektroindustrie und zum geringsten Teil für Bleistifte verarbeitet.

Der Entstehung nach sind zu unterscheiden sedimentäre Graphite, die immer in Lagern auftreten und dicht oder kristallin sein können, und Graphite der eruptiven Abfolge, die stets kristallin sind und gangförmig auftreten. Kontakt-

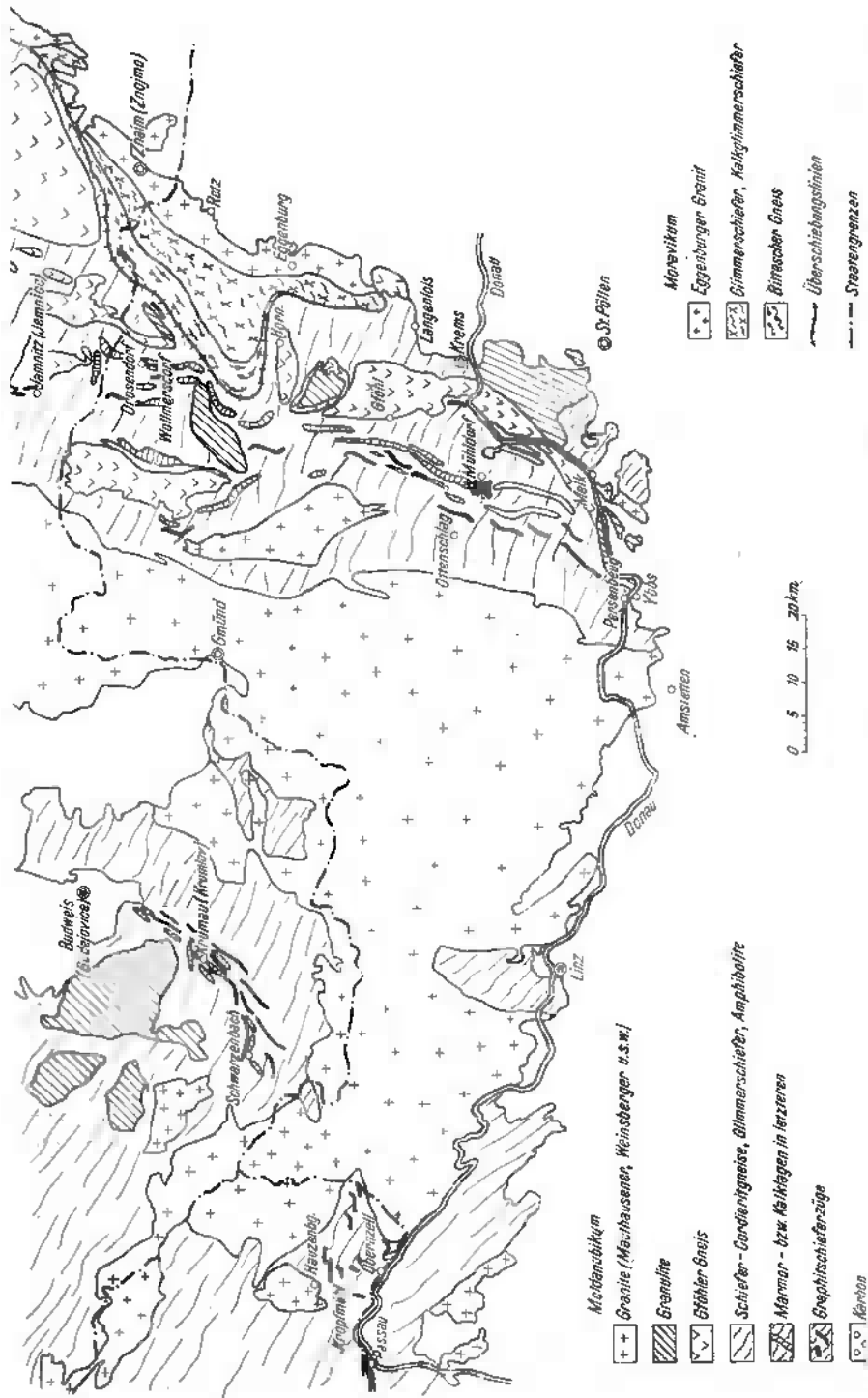


Abb. 111. Verbreitung der Graphitlager im Südtteil der Böhmisohen Masse und im Gebiet von Passau, vorwiegend nach HINTERLEICHNER und DORN.

und dynamische Metamorphose lassen aus Kohlenflözen und kohlenhaltigen Gesteinen Graphitlager entstehen. Je nach dem Grad der Metamorphose des Nebengesteins ist auch der sedimentäre Graphit metamorphosiert. In Phyllit und im Glimmerschiefer trifft man dichte Graphite, während im Gneis der Graphit kristallin ist. Dieser kristalline Graphit kann nach Art des Glimmers in kleinen und kleinsten eingesprengten Blättchen in Paragneisen auftreten oder auch in mehr oder weniger unreinen Flözen angereichert sein. Die Weichheit und Gleitfähigkeit des Graphits hat zur Folge, daß seine Lager tektonische Bewegungen leicht aufnehmen und immer Verdrückungen und Aufstauchungen zeigen.

*Dichte oder erdige Graphite* trifft man in Europa vor allem in den Alpen u. zw. im Oberkarbon der Grauwackenzone, in den Nordalpen vom Semmering angefangen, bis Rottenmann in Steiermark. Seit vielen Jahrzehnten in Betrieb sind die Bergbaue von *Kaisersberg* und von *Trieben*. Hier wurden um die Jahrhundertwende im Bereich der Phyllite die ersten Pflanzenabdrücke gefunden, die das karbonische (oberstes Westfal) Alter der Schichten beweisen. Als Nebengestein tritt Phyllit, Tonschiefer und Quarzit auf. Diese Grauwackenzone ist eine Decke mit stärkster Faltung. Mitunter ist der Graphit noch habituell an Schichtung und Klüftung als Abkömmling der Steinkohle zu erkennen. Häufiger ist er zerrieben oder verruschelt. In Kaisersberg baut man 5 Flöze ab, von denen einzelne maximal bis 12 m dick werden können. In Trieben kennt man 3 Flöze. Wieviel jeweils tektonische Wiederholung ist, steht nicht fest. Immer weisen die Flöze infolge von Verdrückungen sehr wechselnde Stärke auf. In Durchschnittsproben liegt der C-Gehalt des Rohgraphits der einzelnen Flöze zwischen 45 und 79%, der Schwefelgehalt zwischen 0,06 und 0,09%. Stücke, die deutlich das Gefüge von Steinkohle zeigen, müssen nicht aschenärmer sein, als jene Durchschnittswerte. Der Gehalt an flüchtigen brennbaren Bestandteilen jener Stücke beträgt 4,5%, gegen 3,9% der Flöze.

Im Ostteil der Böhmisches Masse treten im moldanubischen Kristallin im Altvater beginnend und nach Süd bis über die Donau reichend, immer wieder Graphitzüge auf. HINTERLECHNER hat ihre Verbreitung geschildert. Die Annahme, daß metamorphosierte Graptolithenschiefer vorliegen, ist schwerlich zu stützen, da der Kohlenstoffgehalt der Graptolithenschiefer des Barrandiums nur bei 6,7% liegt (0,9% Schwefel, 18% Glühverlust) während die Graphitlager 30–60% C aufweisen. Die Raffinaden, welche durch Aufbereitung auf den Gruben erzielt werden, haben 35–55% C. Der Abbau beschränkt sich auf das niederösterreichische Waldviertel mit den Bergbauen bei *Horn* (Mächtigkeit durchschnittlich 3 m, bis 15 m steigend, 10 km Länge des Gebietes) und bei *Mühldorf* (Gebiet 4 km lang, darin Linsen von wenigen 100 m Länge, örtlich bis 30 m dick, in steiler Lage). Es gibt Gruben, deren sichere Reserven 100.00 to übersteigen. (Tag- und Stollenbau. Bis ca. 100 m unter der Oberfläche aufgeschlossen). Ein anderes Vorkommen liegt weit im Norden in Wolmersdorf bei Drosendorf, wo der Graphit 50 m breit anstehend in einem etwa 20 m hohen Hügel tagbaumäßig gewonnen wird. Das Lager gehört zu den größten von Europa. Paragneis, Glimmerschiefer und oft auch Kalklager bilden das Nebengestein dieser Waldviertel-Graphite. Immer nehmen sie mit der Tiefe an Härte und Pyritgehalt zu. Der Hauptsache nach sind sie dicht, zum Teil auch feinkristallin. Mahlung und nasse Aufbereitung sind üblich. Stückgraphite (bis zu 60% C) werden geliefert.

Die gleiche Gesteinszone ist in den Sudeten entwickelt, woselbst in dem breiten Gneis-Gewölbe von Altstadt (Stare Mesto)-Würben (Vrbno), neben Marmor Graphitlinsen, Graphitschiefer und Graphitquarzit auftreten. Die Flöze von 1,5–6 m Dicke und 50% C werden bei Würben und Goldenstein ausgebeutet.

Etwas weiter im Süden wurden dichte Graphite bei Lexen und Schweine unweit Müglitz abgebaut.

Ähnlich dichte Graphite sind in kristallinen Schiefern nicht selten. So beutet man in Oberitalien bei *Pinerolo* w. Turin weithin verfolgbare bis zu 5 m an-schwellende Lager mit 50–60% C aus, in einem Gebiet, das aus Paragneisen und Konglomeraten besteht, welche Gesteine möglicherweise Perm sind, was für die gelegentlich in Anthrazit übergehenden Graphite von Bagnasco in Li-gurien sicher ist. Solche Graphite kennt man auch von der Südseite der Transsil-vanischen Alpen, aus dem Kaukasus und dem Ural. Die reichen Lager von *Korea* liefern vor allem dichten Graphit. Die Graphitmächtigkeit in Kyeing Sang er-reicht 24 m.

*Kristalline Graphite* liegen im Bereich von Paragneisen bei Schwarzbach (Černa n. Sumave) und *Krumau* (Krumlov) im Budweiser Bezirk von Südböhmen. In einer alten Fastebene zutage kommend, haben sie eine mächtige Oxydations-zone, in welcher der Graphit sehr rein war, in Schwarzbach 85–88% C, wobei nur Konkretionen ausgeklaut werden mußten. Mit der Tiefe (100 m) wurden die Lager härter und pyritreicher, der C-Gehalt fiel auf 50–55%. In der Gestalt sind auch diese steil gelagerten Flöze sehr unregelmäßig, 10 cm bis 20 m dick, gelegentlich auf 300 m Länge 16 m mächtig. Dünne Limonitschnüre können die einzelnen Linsen verbinden. Oft tritt hochwertiger Graphit an der Grenze von Marmorlagern auf, so daß die Vermutung MOHRs, der Graphit sei aus dem abgeschweelten Bitumen der Kalke entstanden, beachtlich ist. Der Graphit dieser Lager ist zur Hauptsache dicht. Der eigentliche Flinzgraphit ist ein Graphit-gneis mit 20–35% C und nur wenig Pyrit. An der Grenze zum Graphitgneis enthalten auch die Lager bis zu 1 mm große Blättchen. Guter Flinzgehalt fand sich jetzt bei Kollomitz in Böhmen.

Schwache Lager von Flinzgraphit im Gneis werden zeitweilig in Niederöster-reich bei Persenbeug, Hengstberg und Wolfstein an der Donau ausgebeutet. Der C-Gehalt ist niedrig (Persenbeug 30–50%), die Ausbeute an Flinz ist klein (5–6%), hat sich aber gut bewährt.

Vielfache Ähnlichkeit mit den südböhmischen Graphiten des Budweiser Be-zirkes haben die *Passauer* Graphite, die im Bereich eines Granitkontakthofes in Cordieritgneisen mit Marmorlagern und Injektionen jüngerer Granite, sowie basischer Eruptiva auftreten, u. zw. wie E. KAISER ausdrücklich hervorhebt als konkordante Einlagerungen in Gestalt von Linsen und Putzen, die zu Lager-zügen angeordnet sind. Auch dieser Graphit enthielt ursprünglich viel Pyrit, der im Bereich der Oxydationszone zersetzt ist, wodurch die feldspatigen Gesteine kaolinisiert wurden. Der C-Gehalt beträgt 15–30%. Jüngere Granitgänge schnei-den gelegentlich die Graphitlager ab. Tektonische Ausquetschungen der Lager kommen hier wie bei allen metamorphen Graphitlagern vor. Der feinflinzige Graphit ist tektonisch zerrieben. Im Süden bei Diendorf nähert sich die Qualität dem dichten Graphit.

Dieser Passauer Graphit ist noch deutlicher blätterig und kristallin als jener des Budweiser Bezirkes. Auch hier nimmt die Härte und der Pyritgehalt mit der Tiefe zu. Kropfmühl (4 Lager von 4–8 m) und Pfaffenreut sind die be-kanntesten Gruben.

Aus *Canada* sind die kristallinen Graphite der hoch metamorphen Grenville Serie in Quebec und Ontario bekannt. Graphitgneise und Marmor liefern Flocken, zum Teil allerdings sehr klein. Weit unter dem Bedarf liegt jetzt auch die Pro-duktion in USA, die aus Graphitschiefern von Alabama kommt, der 130 kg Flocken pro Tonne Schiefer gibt. Wirtschaftlich wichtig sind die großschuppigen Graphite von *Madagaskar*, wo die Lager auf zwei Millionen Tonnen geschätzt

werden. Sie liegen im Hochplateau von Tananariva bis Fort Carnot eingelagert im Gneis und Glimmerschiefer, oft von Quarzitlagern begleitet. Das ist der meist geschätzte Flockengraphit. Linsenförmige Lager haben 20–25% C, lokal auch 60%, der Gneis hat 5–8% C. Die billigste Gewinnung erfolgt aus der lateritischen Verwitterungszone. Andere Vorkommen (10% C) wurden aus der Ukraine und aus Podolien (Sawalja) bekannt.

*Sonora* in Mexiko, ist wohl das größte Graphitvorkommen der Erde, entstanden aus triassischen Kohlenflözen im Granitkontakt. Sieben Flöze, die bis zu 8 m dick werden und in Sandstein liegen, sind bekannt. Dieser weiche, amorphe Graphit hat durchschnittlich 80, aber bis zu 95% Graphitkohlenstoff. Die Produktion geht zum größten Teil in die USA.

Tertiäre Kohle wurde zu Graphit im Kontakt mit einem Peridotitgang bei Karsuarsuk (Grönland). Auch der dichte Graphit vom Kureika Fluß (Sibirien), angeblich 2,25 Millionen Tonnen mit 90% C enthaltend, gehört zu diesem Typus. Alle diese Vorkommen liefern stückigen, harten Graphit von großer Reinheit.

Graphit pneumolytischer Entstehung tritt in Gängen auf. Am bekanntesten sind jene im kristallinen Paraschiefer der Insel *Ceylon*, die in größerer Zahl, jedoch nur als kurze, tektonisch geregelte Gänge auftreten. Maximale Breite ist 1,25 m, aber 10 cm sind bereits bauwürdig. Die unregelmäßig scharf begrenzten Spaltenausfüllungen reichen bis in die lateritisierte Verwitterungsdecke hinauf. Ihr Graphit ist grobkristallin. Senkrecht auf den Salbändern stehen die schmalen, bis zu 20 cm langen blättrigen Kristallstreifen. Nach D. N. WADIA seien Kalklager in der Tiefe durch Charnockit eingeschmolzen worden und sei der Graphit aus der Kohlensäure entstanden. Übergänge von Graphitgängen in Pegmatitgänge auf einer Spalte sind bekannt. Begleitminerale sind Pyrit, Quarz, Calcit, Augit, im Nebengestein auch Neubildung von Scapolit, Wollastonit, Forsterit, Phlogopit, Apatit, Kaolin etc. Primitive kleinste Gruben, die bis 150 m Tiefe gehen, liefern in großer Zahl eine für den Weltmarkt wichtige Produktion, die allerdings zugunsten Madagaskars stark rückläufig ist. Handsortierung ist üblich. Die Stücke „Ceylon lumps“ sind eine Handelsmarke am Weltmarkt.

Daß Kohlenstoffverbindungen aus magmatischen Exhalationen ausgeschieden werden, beweist ein Graphit-Pegmatit im Kalk und Kalksilikatfels von Lonisa in *Quebeck* und andere ähnliche Vorkommen in Nordamerika und Ostasien. Auch aus dem Granit und Graphitgneis von Moltschanovka in Podolien werden pneumatolytische bis hochhydrothermale Gänge mit Chlorit und Uralit, sowie 27% Graphit angegeben. Graphiteinschlüsse in Eruptivgestein sind manchmal auf Kohlenlager oder kohlenhaltige Gesteine in der Tiefe zurückzuführen.

Hauptproduzenten von Graphit sind Süd-Korea, Mexiko, Österreich, Rußland und Ceylon.

## 2. Talk und talkähnliche Schiefer

Der Talk ist ein wasserhaltiges Magnesiumsilikat ( $\text{H}_2\text{Mg}_3(\text{SiO}_3)_4$ ), das 63,5% Kieselsäure und 31,7% Magnesia enthält. Es kann aus Kalkstein durch Magnesia- und Kieselsäurezufuhr entstanden sein, aber auch aus Magnesiumsilikaten, wie Olivin, Serpentin, Enstatit durch thermale Zersetzung. Zwei Ausbildungsarten sind vorhanden, dichter, splittrig brechender, massiger Talk, das ist der *Speckstein* und der *Talkschiefer*, auch schlechthin *Talk* genannt, ein Schiefer, der aus mehr oder weniger reinem Talk besteht und überaus feinschichtig sein kann. Die letztere Ausbildungsart ist sehr viel häufiger und namentlich im ganzen Alpenraum, aber auch in den Pyrenäen, verbreitet. Alle Talkvorkommen liegen im

Bereich kristalliner Schiefer. Die an Kalk gebundenen Vorkommen sind meist reiner als jene die mit Amphibolgesteinen zusammenhängen.

Bekannt ist der dichte hellgraue bis weißliche *Speckstein* von Göpfersgrün im Fichtelgebirge. Er ist im Kontakthof eines Granits auf dem Wege über Dolomit entstanden und bildet unregelmäßige große, etwas knollig struierte und lagerförmige Massen, die 200 oder 300 m lang und 2 m dick sein können, von mulmigem Gestein umgeben sind und bergmännisch gewonnen werden.

Man kennt auch sonst hie und da massige Talkgesteine in Kalkmassiven auftretend. Sehr groß sind ihre unregelmäßigen Massen in kristallinen Kalken des *Gouverneur Distriktes* im Staate New York. Neben schneeweißen, schiefrigen Talkgesteinen treten hier auch Tremolit und andere Silikate massige Gesteine bildend auf. Eine Beziehung zu jüngeren Graniten ist wahrscheinlich.

Metasomatische Verdrängung im Kalk dürften die weithin verfolgbaren Lager in mutmaßlich triassischen Dolomiten bei *Cerisor*, westlich Hunedoara in Rumänien, sein. Der Talk ist von gelblich-weißer Farbe und dicht.

Sehr reiner Talk entstand in Ak'Toprak bei *Kakaralinsk* in der Kirgisensteppe durch thermale Umwandlung aus Kalk. Er steht in Begleitung von Jaspisgesteinen und Porphyren.

Kilometerlange Lager sind an der Nordseite der Pyrenäen bekannt, woselbst 60 m mächtige Linsen reinsten Talks auftreten. Sie liegen an der Grenze von Kalk und Gneis. In den Pyrenäen gibt es auch Magnesit.

Die *Talkschiefer* sind meist ausgesprochen schiefrige Gesteine. In den reinsten und auch weißesten Lagen sind sie so weit dickschichtig, daß kleine Gegenstände daraus geschnitten werden können. Talk ist der Hauptbestandteil. Magnesit ist accessorisch vorhanden. Es gibt aber auch Talkschiefer, die reichlich Chloritarten, insbesondere den Leuchtenbergit enthalten. In talkähnlichen Schiefern herrscht dieser neben Serizit. Es ist begreiflich, daß alle diese weichen und bildsamen Gesteine unter dem Einfluß des Gebirgsdruckes zu Gleitflächen werden und ihre Lagerstätten, wenn sie nicht primär schon sehr große Mächtigkeiten aufweisen, aus abwechselnden Verdrücken und Zusammenschoppungen bestehen, die Kleinfaltungen in sich aufnehmen. Härtere Einlagerungen von Gneis bilden Stromlinienkörper, die FRIEDRICH von Rabenwald in Steiermark als Walzen bezeichnet. (Abb. 112).

Nach der Art ihrer Entstehungsweise kann man verschiedene Typen unterscheiden.

Im Typus *Mautern* liegt der Talkschiefer neben einer dünnen Kalkbank zwischen Graphitschiefer und überschobenem Quarzphyllit. Das Ganze ist nach K. METZ im Streichen verdreht und zeigt überdies viele Gleitspuren. Der Schiefer wurde zu wertvollem, weißen Talkschiefer umgewandelt. Knollen von Magnesit und Linsen von Gangquarz und Dolomit stecken in ihm. Der angrenzende, graue Talk ist, wie eine Röntgenuntersuchung W. SIEGLS zeigte, ein Chloritschiefer. Dieser ist sichtlich aus dem Graphitphyllit ebenso durch Magnesialösungen entstanden, wie der reine, weiße Talkschiefer, dessen Dicke zwischen 1 cm und 2 m variiert, aus Kalk. Ein Teil des reinen Talkes ist wohl direkt hydrothermal ausgeschieden. Der Kalk ist örtlich zu körnigem Dolomit geworden. Der Bergbau

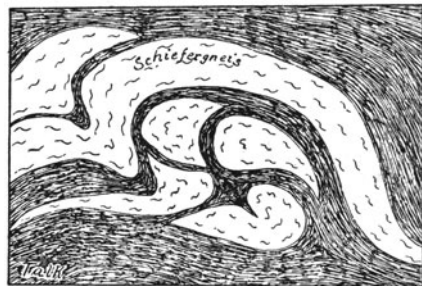


Abb. 112. Im Talk (eng schraffiert) eingewalzte Gneisschollen, die örtlich einen Wirbel bilden (b), nach FRIEDRICH.

Mautern war bekannt durch seinen hervorragenden und reinen weißen Talk-schiefer.

Ein anderer Typus ist Talk als Begleiter und namentlich an der Umrandung von Magnesit. Das Vorkommen von Talkpseudomorphosen nach Pinolitmagnesit in Oberdorf bei Bruck a. d. M., Steiermark, zeigt deutlich die Kieselsäurezufuhr von außen, vom Schiefer her. An verschiedenen Orten der Ostalpen wie Aflenz, Lassing, Wald, Radenthein, Semmering usw. aber auch im Ural, in der Mandschurei ist dieses Zusammenkommen bemerkenswert. Es sind die eisenarmen Magnesite, die diese randliche Verknüpfung mit Talk zeigen.

Talk im Serpentin ist vor allem aus dem Ural, aber auch aus Italien bekannt. In Österreich ist u. a. der Talk von Hirt in Kärnten, auch am kleinen Nickelgehalt leicht als Abkömmling des Serpentin, in dem er liegt, zu erkennen. Das schweizerische Vorkommen von Somvix-Surrhein (Disentis) gehört hieher.

Thermale Kohlensäurezufuhr läßt, wie HESS gezeigt hat, aus Olivin und Pyroxen ultrabasischer Eruptivgesteine zunächst Amphibol und bei abnehmender Temperatur weiter Talk und Karbonat mit oder ohne Chlorit entstehen. Es hängt vom Kohlensäureüberschuß ab, ob Talk oder Karbonat überwiegt. Das letztere kann in Lösung abgeführt werden. Durch die Prasinite in der Schieferhülle der Hohen Tauern geht bei *Hollersbach* eine kleine Überschiebung längs deren ein mehrere Meter mächtiges Talklager entstanden und weit verfolgbar ist.

Eine Magnesiametasomose führte im Kristallin der Ostalpen zur Entstehung von Talklagern und talkähnlichen Gesteinen. Bekannt, durch Tagbaue und ausgedehnte Grubenbaue erschlossen, sind die Talklager des *Rabenwaldes* bei Weiz in der Oststeiermark. In der Gegend von Sopron (Ödenburg) beginnend, ziehen sich in langer Reihe talkähnliche Gesteine durch das Rosalien-Wechselgebirge und weiter. Sie gingen einst unter dem irrigen Namen Kaolin, dann Leukophyllit, dann Serizitschiefer (was nach einer Röntgenaufnahme SIEGLS örtlich zutrifft), dann als Leuchtenbergitschiefer. Meist treten sie in Orthogneisen auf, sind aber nicht nur auf diese beschränkt. M. VENDL verwies als erster darauf, daß hier Produkte einer Magnesiametasomose vorliegen. Mitunter ist klar zu erkennen, daß geradlinig und weithin verlaufende Quetschzonen im grobkörnigen Orthogneis zu diesen Lagerstätten wurden. O. M. FRIEDRICH hat den in sehr gequälter Lagerung auftretenden Talkgesteinen des Rabenwaldes eine neue Untersuchung gewidmet. Er zeigt, daß Leuchtenbergit mitunter der Hauptbestandteil wird. „Muskowit + Magnesiazufuhr gibt Leuchtenbergit + Tonerde + Kali. Das Kali wandert als leichtlöslicher Stoff ab.“

	Göpfers- grün	Mautern	Raben- wald	Cerisor Rumänien	Sapatle Italien	Kamenka Ural	New York
SiO <sub>2</sub>	63,32	62,93	62,19	61,83	62	59,97	62,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		4,02	0,90	0,26	Spur	0,76	—
FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,76	0,98	0,37	2	6,01	1,30
MnO						0,27	2,15
CaO		1,07		0,18			
MgO	31,49	30,76	31,48	31,50	32	26,73	32,4
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O				Spur		1,55	
H <sub>2</sub> O	4,38	2,72	4,82	4,71	4	5,15	2,05

Die Verwendung des echten Talks ist eine äußerst vielseitige, etwa 60 Gebrauchsgebiete können genannt werden. Der dichte Speckstein dient wegen seiner subtilen Bearbeitbarkeit zur Herstellung der Brenner von Karbidlampen. In großer Menge wird er zu einem keramischen Produkt verarbeitet, das den



Namen Steatit führt und in der Elektroindustrie, z. B. für Isolatoren, Schalter und viele andere Dinge Verwendung findet.

Der aufbereitete Talkschiefer geht in großer Menge in die Papierfabrikation, woselbst auch talkähnliche Gesteine Verwendung finden. Talk wird in der Textilindustrie zur Appretur, in der Kautschukindustrie als Füllmaterial, ebenso in der Seifenfabrikation gebraucht. Reinster Talk findet Verwendung als Schmiermittel, für die Herstellung von Farben und in der Kosmetik usw.

Farbe und Feinheit der Mahlung und Aufbereitung sind ausschlaggebend für den Preis. Der weiße Talk allein ist maßgeblich für die Wirtschaftlichkeit einer Grube. Die Weltproduktion kommt aus Frankreich, Österreich, Italien, Norwegen, Manschukuo und den USA.

### 3. Magnesit

Wir unterscheiden zwei Arten von Magnesit: den dichten und den kristallinen. Der erstere tritt als Gangfüllung in Serpentinmassiven auf; ausnahmsweise findet man ihn auch als Sediment in Serpentinumgebung. Er wird kaustisch gebrannt in der Bauindustrie verwendet, wobei seine gute Bindefähigkeit mit Holz die Herstellung von Bodenbelägen und Platten ermöglicht. Dichter Magnesit soll höchstens 3%  $\text{SiO}_2$  und  $\text{CaO}$  enthalten. Der kristalline Magnesit oder Spatmagnesit erscheint als Verdrängungskörper in Kalk und Dolomit. Er wird gesintert und der Sinter zu hochfeuerfesten Ziegeln für die Ausmauerung von Industrieöfen verwendet; zur Erhöhung der Temperaturwechselbeständigkeit wird der Sinter mit refraktärem Chromit (Seite 68) vermengt. Auch der Spatmagnesit soll möglichst wenig  $\text{SiO}_2$  und nicht mehr als 3%  $\text{CaO}$  enthalten, dagegen ist ein  $\text{FeO}$ -Gehalt zwischen 2 und 4% günstig für die Sinterung. Neuerdings werden auch eisenarme Magnesite gesintert.

Eine gute, wenn auch nicht unbedingt gültige Unterscheidungsmethode von Magnesit gegenüber den anderen Karbongesteinen ist im Gelände die Behandlung mit verdünnter Salzsäure: Kalk braust beim Betropfen der Oberfläche auf, Dolomit als Pulver, Magnesit überhaupt nicht. Auch das höhere spezifische Gewicht (3) und der Glanz macht Magnesit bisweilen erkennbar. Im Ausbiß ist der Spatmagnesit oft gelbbraunlich und durch ausgelöstes  $\text{CaCO}_3$  bisweilen scheinbar besser. Im polierten Anschliff reflektiert Magnesit etwas stärker als Kalzit und Dolomit.

	Magnesitanalysen				
	$\text{SiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{CO}_2$
Dichter Magnesit					
Kraubath	3,0	0,7	0,8	47,0	48,5
Euböa	0,2	1,3	1,4	47,0	50,0
Sedimentärer Mag.					
Bela Stena	1,0	2,0	1,0—8,0	40—46	43—50
Kristalliner M.		$\text{FeO}$			
Veitsch	0,9	3,5	1,7	42,4	50,4
Radenthein	2,3	1,8	0,5	45,1	50,5

*Gänge von dichtem Magnesit*, die oft mit Unrecht als Gelmagnesit bezeichnet wurden, bilden Spaltenausfüllungen in basischen Eruptivgesteinen, Peridotiten, Duniten, Lherzoliten, wenn diese Gesteine serpentinisiert sind. Dieser Magnesit ist gebildet nach der Gleichung:



Man war seinerzeit der Meinung, daß diese Magnesitbildung immer durch ab-

steigende kohlensäurehaltige Wässer, also durch Verwitterung bedingt sei. Wir wissen heute, daß dies nur für oberflächennahe Magnesitadern im basischen Gestein gilt; die tiefer reichenden Magnesitgänge und Stöcke sind durch aufsteigende  $\text{CO}_2$ -Quellen entstanden. Der Beweis dafür liegt in der Tiefererstreckung der Mineralisierung, die in Kraubath 140 m, auf Euböa 250 m beträgt, in der großen Mächtigkeit der Gänge (bis zu 20 m) und in ihrer häufigen Anordnung

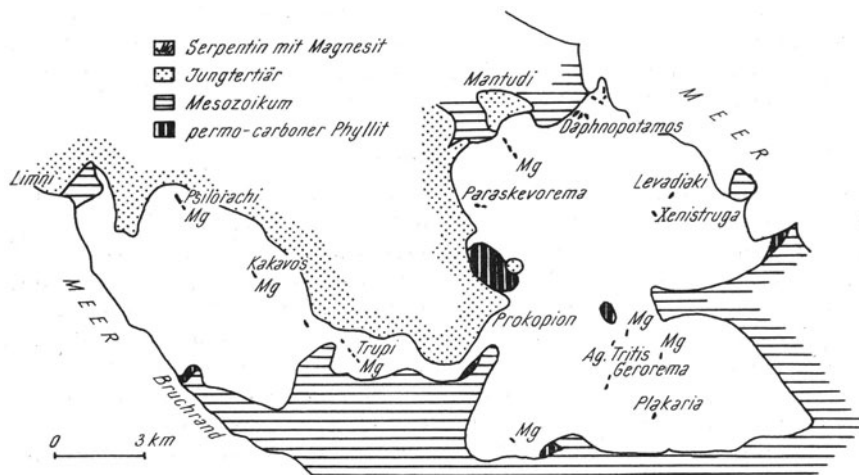


Abb. 113. Der Serpentin von Mittel-Euböa und seine Magnesitlagerstätten (Magnesitgänge streichen NW parallel zur tektonischen Begrenzung der Insel!). Nach W. E. PETRASCHECK.

längs tektonischer Bruchlinien. Auch ist der von den Magnesitgängen durchtrümmerte und in Brocken umschlossene Serpentin in den tieferen Sohlen völlig frisch und unverwittert. Es läßt dies sogar darauf schließen, daß die obige Reaktion von Kohlensäure auf das Nebengestein nicht am Ort des Magnesitabsatzes, sondern in tieferen Zersetzungsherden stattgefunden haben muß. Diese Zersetzung besteht nach K. SPANGENBERGS Beobachtungen am Zobten (Schlesien) in der Bildung wasserhaltiger Mg-Fe-Silikate (Bowlingit u. a.). Der Magnesit der Gänge zeigt häufig Blumenkohlstrukturen und Schrumpfungsklüftung, was auf eine konzentriert-kolloidale Natur der aufsteigenden Lösungen schließen läßt. Heute ist die Gangfüllung feinkristallin; in einem Fall von Euböa-Magnesit konnte sogar feine Pinolitstruktur beobachtet werden.

Immerhin sind nach G. HIESSLEITNER auch die ascendenten Magnesitgänge relativ oberflächennahe Bildungen, welche am Balkan und in Kraubath von jungtertiären Landoberflächen bzw. dem damit zusammenhängenden Temperatur- und Druckabfall bestimmt wurden.

Dieser Magnesittypus ist weltweit verbreitet und der häufigste unter allen. In Bosnien beginnend ziehen sich solche Vorkommen durch Serbien, Mazedonien und Griechenland. Geschätzt und ansehnlich sind namentlich die weithin anhaltenden bis 40 m mächtigen und bis zu Tiefen von 250 m aufgeschlossenen Gänge auf Euböa. Auch aus der Türkei ist solcher Magnesit bekannt. Rußland hat derartige Vorkommen in der Gegend von Orsk im Ural. Deutschland beutete ein kleines Vorkommen im Massiv des Zobten in Schlesien aus. Italien versorgt sich aus den Serpentinegebieten von Toskana. In Indien ist es vor allem das Gebiet von Mysore, das solche Magnesite liefert. Groß ist die Zahl der in Ausbeutung

stehenden Vorkommen in Californien und Nevada. Überall ist es ein kompakter, weißer Magnesit, der seiner Reinheit wegen gerne verarbeitet wird und der in einfachen Schachtöfen, ohne besondere Geschicklichkeit zu erfordern, zu kausischem Magnesit gebrannt werden kann. Kieselsäure ist noch die häufigste Verunreinigung und leicht zu erkennen. Magnesiumkarbonatgehalt von 95 bis 99% ist gar nicht ungewöhnlich und der Eisengehalt sehr niedrig, was die Verwendung in der Bauindustrie begünstigt.

In neuerer Zeit wurden von der Balkanhalbinsel auch *sedimentäre Lager von dichtem Magnesit* beschrieben. Sie treten, äußerlich von dichten Mergeln kaum unterscheidbar, in lokalen Tertiärbecken zwischen Serpentinmassiven auf und stammen nach M. DONATH aus CO<sub>2</sub>-Thermen, welche das Mg des unterlagernden Serpentin ausgelaugt und im Becken ausgefällt haben. Das eine Vorkommen ist *Bela Stena* bei Raska in Südserbien, das andere *Ajani* bei Kozani in Griechenland. *Ajani* zeigt 8 Flöze von 0,5—2 m Stärke; manche sind kompakter Magnesit, andere Magnesitknollen in Tonmergel.

*Der kristalline Magnesit* ist wirtschaftlich die wichtigste Art. Er ist meistens durch hydrothermale Verdrängung entstanden und diese liefert die größten Vorkommen der Erde. Nach der Art ihres Auftretens zeigen die Lagerstätten weitgehendste Ähnlichkeit mit den sideritischen Verdrängungslagerstätten. In Österreich, wie in verschiedenen anderen Ländern bilden sie ein Glied der hydrothermalen Abfolge profunder Herde. Bei allen Vorkommen zeigen sich eine Menge von Übergängen zu Dolomit, der meist zugleich mit dem Magnesit durch thermale Magnesiazufuhr entstanden ist. Ebenfalls mit der Magnesia erfolgte eine kleine Zufuhr von Eisenkarbonat. Hie und da steckt ein Teil des Eisens auch in winzig kleinen Pyritkriställchen. Der Kieselsäure- und Tonerdegehalt der kristallinen Magnesite ist primär und von den verdrängten Kalken übernommen. Die Verdrängung ist deutlich an den Rändern der Lagerstätten zu erkennen, wo sie unvollständig ist und wo von Klüften aus die langen Kristallspitzen der sehr flachen Magnesit rhomboeder in den Dolomit hineingewachsen sind. Meist ist der kristalline Magnesit grobkörnig, wie ein sehr grobkörniger Marmor, mitunter auch großkörnig, mit bis handgroßen Kristallen, manchmal auch, wenngleich seltener, ziemlich feinkörnig. Bei der Metasomatose entstand zunächst ein drusiges Gestein. Wie bei alpinen Sideriten sind diese Drusen oft von jüngerem, weißen und eisenarmen Dolomit erfüllt worden, welcher Dolomit auch noch jüngere, gangförmige Spaltenausfüllungen bilden kann. Gelegentlich, wie in Veitsch, kann man überdies jüngste dünne Quarzgänge beobachten, die Fahlerz enthalten. Im Dolomit des Nebengesteins kann man auch Crinoiden bemerken, die teils dolomitisiert, teils bis zu braunem Magnesit umgewandelt wurden. Oft sind mehrere Bänke vorhanden, die durch Schiefer, der gebleicht sein kann, getrennt werden. Bauwürdige Mächtigkeiten von 40 auch 70 m kommen in den Alpen und der Slowakei vor. Von Mächtigkeiten über 100 m wird aus dem Ural und noch größeren Mächtigkeiten aus der Mandschurei berichtet. Dort wo der verdrängte Kalk graphitischen Schiefertone enthält, bilden sich, in der Gestalt an Pignolien erinnernde, bis 1 oder 2 cm lange Magnesitkörner aus, welches Gefüge unter dem Namen Pinolitmagnesit geht. Bekannt ist der Pinolit von Trieben in Steiermark. Auch radial strahlige Rosetten können die Magnesitkörner bilden: Sternmagnesit vom Semmering.

Gebänderte Spatmagnesite treten in der *Breitenau* (Steiermark) und in *Eugui* (Pyrenäen) auf und haben zu einer sedimentären Deutung Anlaß gegeben; doch ist die Bänderung in der Breitenau bisweilen schräg zur Großschichtung gelegen und somit als metasomatische Abbildung einer mechanischen Schieferung zu deuten (E. CLAR).

Dünne Bänkechen von *sedimentärem kristallinen Magnesit* sind örtlich aus dem oberen Kalisalz-führenden Teil der Salzfolgen des Golfgebietes und von Yorkshire bekannt.

In den Ostalpen ist vor allem die nördliche Grauwackenzone der Sitz zahlreicher Magnesitlagerstätten. Zum Teil kann man daselbst eine südlichere Zone eisenärmerer und eine nördliche, eisenreicherer Magnesite unterscheiden, welche Zonung aber durch jüngere Tektonik verdoppelt oder geschmälert sein kann. Im Osten sind es unterkarbonische Kalke, in denen immer wieder Magnesit anzutreffen ist, weiter im Westen, etwa vom Salzachtal angefangen, wurden altpaläozoische Kalke verdrängt. Immerhin ist in den Zentralalpen des äußersten

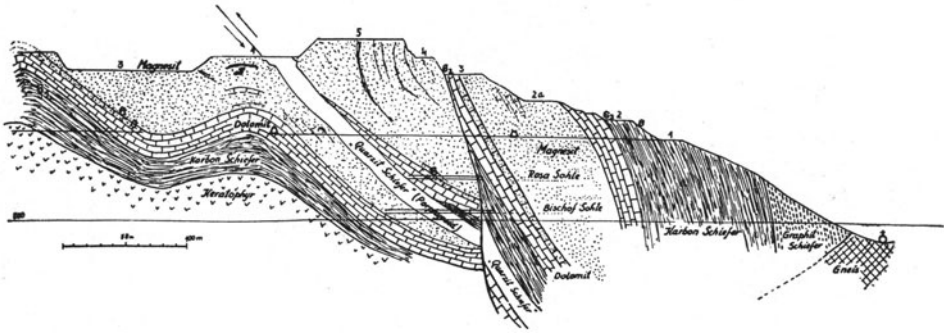


Abb. 114. Schematisierter Querschnitt durch das Magnesitlager des Sattlerkogels in Veitsch (nach W. PETRASCHECK)

Westen, wie in Stainach am Brenner und im Ötztal wieder Magnesit mit anthrazit-führendem Karbon verknüchtet anzutreffen. Für das Alter der Mineralisierung von Wichtigkeit ist, daß HAMMER im Ortler Gebiet in der Trias Magnesit fand. Auch in den Dolomiten der unteren Trias des Kaswassergrabens im Ennstalgebiet tritt metasomatischer Magnesit auf (O. M. FRIEDRICH). In dem Trias-Anhydrit der Salzlagerstätte von Hall in Tirol tritt dunkler Spatmagnesit auf, der ohne zwingenden Beweis als sedimentär angesprochen wurde. Die Magnesittrümmer liegen oft quergreifend zur Anhydritschichtung. Besonders in Trieben zeigt sich, daß der Magnesit ein unversehrtes kristallines Gefüge hat, welches jünger sein muß als die alpine Deformation des verdrängten Carbonkalkes. Dennoch scheint es in den Alpen auch vortriadischen Magnesit zu geben, wie (nicht ganz unbestrittene) Magnesitgerölle in den Werfener Schiefern bei Brunnsink in Tirol erkennen lassen (F. ANGEL).

In der nördlichen Grauwackenzone sind Veitsch und Trieben die bedeutendsten und bekanntesten Bergbaue. *Veitsch* liegt zwischen dem Kristallin des Mürztals und dem Keratophyr der Grauwackenzone. Zwischen dem Kristallin und dem Magnesit ist noch etwas Semmering-Mesozoikum unzusammenhängend eingefaltet, so daß die Lagerstätte gerade an einer Deckengrenze eingelagert ist. Die Lagerstätte selbst besteht aus zwei übereinander geschobenen Schuppen. Ein Porphyroid (Quarzschiefer genannt) ist mit der einen Schuppe über die andere gelegt. Eine Menge von Quer-, aber auch etliche Längsbrüche durchschneiden den fertigen Magnesit, so daß das ganze Vorkommen einen recht komplizierten Bau besitzt, der teils tagbaumäßig, teils im Stollenbau gewonnen wird.

In *Trieben* sind drei auch in Qualität und Habitus unterscheidbare Lager

vorhanden, deren Fortsetzung in die Tiefe durch Bohrungen festgestellt wurde. Auch diese Lagerstätte steckt in einem Gebiet von komplizierter Tektonik.

Im Bereich der Zentralalpen liegen einige Lagerstätten im Karbon der Stangalpe, überdies die große Lagerstätte auf der Millstätteralpe bei *Radenthein* (Kärnten). Im Gegensatz zu den beiden vorgenannten ist dieser Magnesit ärmer an Eisen und örtlich etwas mit Talk durchsetzt. Er ist in mächtigen Lagerzügen einem Granat-Amphibol-Glimmerschiefer eingelagert und wird in einem großen Tagbau ausgebeutet. Eine Schätzung, die für alle österreichischen Magnesite 20 Millionen Tonnen angab (W. PETRASCHECK 1930) ist infolge tieferer Aufschlüsse zu vervielfachen.

Die Magnesite der Slowakei sind das vollkommene Analogon jener der alpinen Grauwackenzone. Paläozoische Kalke wurden auch hier verdrängt. Die zum Teil großen, mehr oder minder eisenhaltigen Magnesitlager beginnen in der Gegend von *Kaschau* (Kosice) und ziehen sich über die Tagbaue bei Jolsva (Jelsava) und Ratko Szucha bis nach Lovinobanya (Lonyobanga), parallel einem Zuge ebenfalls ansehnlicher Sideritlagerstätten. Der summarische Inhalt kann mit etwa 10 Millionen Tonnen angenommen werden.

Die Magnesitlagerstätten der *Pyrenäen* treten in Kalken des Devon, des Carbon und der Trias auf, womit nach P. DESTOMBES ihre hydrothermale Bildung hinreichend bewiesen ist.

Im Ural ist der Magnesit von *Satka* in großen Tagbauen des Karagay aufgeschlossen. Seine mächtigen Linsen bilden in devonischem Dolomit einen 8 km langen Zug. Der Eisengehalt ist mäßig. LOCH, der das Vorkommen schilderte, nennt Vorräte von 68 Millionen Tonnen. Noch größer sind die Lager der *Mandschurei*. Nach NINOMY liegen sie in einer Sedimentgruppe, die diskordant über hochmetamorphen Algonkium lagert. Der Magnesit ist eisenarm, oft mit Talk durchsetzt. Er bildet einen 15 km langen Zug. Die Wechsellagerung von Magnesit, Dolomit und Talkschiefer erreicht Mächtigkeiten von 900 m. Wenn von 200 Millionen Tonnen berichtet wird, so dürfte es doch fraglich sein, ob das alles brauchbarer Magnesit ist. Auch aus Korea wurden ähnliche linsenförmige Lager bekannt.

Im Staate Washington sind paläozoische Kalke, die bei *Chewelah* in einem Areal liegen, das auch Golderzgänge und sideritische Kupfererzgänge enthält, unter Einfluß des jungjurassischen Nelson Plutons durch kristallinen aber eisenarmen Magnesit verdrängt worden. Im Bereich desselben Plutons liegen weiter nördlich im Präcambrium die Lagerstätten von Marysville in British Columbien. Von sehr großen Vorkommen ähnlicher Art wird aus der *Serra das Eguas* im Staate Bahia, Brasilien, berichtet.

Etwas verschieden von den genannten, ganz dem alpinen Typ entsprechenden Lagerstätten sind die weißen, zuckerkörnigen Magnesite und Dolomite, die in Verbindung mit Serpentin in Gneis des *Grenville* Distrikts der Provinz Quebec (Canada) und im nördlichen *Sudan* auftreten. Letztere sind stark von Talk durchsetzt, so daß es Gemenge gibt, die zu 33 und 49% aus Talk und 12 bzw. 9% aus anderen Mineralien (Chromit, Magnetit, Anthophyllit, Quarz) bestehen, der Rest ist Magnesit. Das Ganze ist anscheinend stark tektonisch durchbewegt. Es wurden in Sheffield aus diesem Material feuerfeste Steine hergestellt.

Ist man schon bei Grenville versucht an Kontaktmetasomatose neben basischen Eruptivgesteinen zu denken, wenn nicht kanadische Forscher, wie BRUCE, granitisches Gestein als Ursache der Verdrängung annehmen würden, so kommt man bei den norwegischen Magnesiten von *Snarum*, die ganz von Serpentin durchsetzt sind, zu ähnlichen Mutmaßungen. Auch in Schweden tritt in der Nachbarschaft des Tarrelaisee an vielen Orten körnig kristalliner Magnesit und

Dolomit mit Gabbro auf und war während der letzten Kriegsjahre Gegenstand des Abbaues.

Sehr feinkörniger, kristalliner Magnesit tritt in triasischen ebenfalls feinkristallinen Dolomiten der *Paradise Range* in Nevada auf. Hier finden sich 50 bis 60 m breite Gangzonen, die aus Brucit ( $\text{MgO}$ ) und Hydromagnesit ( $4 \text{ MgO} \cdot 3 \text{ CO}_2 \cdot 4 \text{ H}_2\text{O}$ ) bestehen. Sowohl der Magnesit, wie der Brucit sind eisenarm, haben aber ein wenig Kieselsäure und Calciumoxyd. Wie in Canada wurde wiederholt versucht, den Brucit als feuerfestes Material zu verwerten. E. CALLAGHAN verdankt man Mitteilungen über diese Lagerstätten.

#### 4. Olivin, Diaspor, Sillimanit

*Olivin* war früher nur als Edelstein verwendet. Heute ist der Mg-Olivin (Forsterit) wegen seines hohen Schmelzpunktes (1910 Grad C) in der feuerfesten Industrie geschätzt. Man preßt aus ihm Ziegel und man verwendet Gießereisand aus Olivin. Lagerstättenbildend tritt Olivin als Dunitfels auf, z. B. an der atlantischen Küste zwischen Canada und Georgia und in Norwegen.

*Diaspor*, in Bauxitlagerstätten vorkommend, *Sillimanit* in kristallinen Schiefern werden in Einzelfällen als hochfeuerfeste Stoffe verwendet.

#### 5. Feldspat

*Feldspat* wird in der keramischen Industrie, namentlich in der Porzellanfabrikation gebraucht, überdies für Emaille und Glaswaren.

In der Natur kommt er immer mehr oder weniger mit Quarz durchwachsen als Pegmatit vor. Selbst innerhalb eines Pegmatitganges wechselt der Quarzgehalt (2–25%), weshalb die Lieferung von verschiedenen Abbauorten eines Betriebes über Silos gemischt erfolgt.

Pegmatitgänge findet man in den meisten Granitgebieten und deren nächster Nachbarschaft. Sie müssen aber genügend arm an Quarz (höchstens 5%), Glimmer und accessorischen Bestandteilen sein. Bei alpinen (Kärnten) Vorkommen stört oft der Turmalin, der ausgeschieden werden mußte. Möglichste Eisenarmut (unter 1%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) ist erforderlich. Die gebauten Gänge können 10, aber auch 50 m mächtig sein. Sie sind oft kilometerweit verfolgbar. In den Alpen und Gebirgen von alpinem Bau sind sie nur kurz und viel gestört durch Brüche oder Auswältungstektonik. In Böhmen ist bekannt der Feldspat von Metzling (Meelov), Pisek, Königswarth (Kynzvarth). Im angrenzenden Bayerwald ist der Feldspat von Hagendorf und jener von *Tirschenreuth* geschätzt durch den höchsten Alkaligehalt (5,5–16%) unter den deutschen Feldspaten. Österreich hat Vorkommen im Kristallin nördlich der Donau, Königsalm bei Krems wurde ausgebeutet. In Kärnten produziert Gmünd bei Spital. Geschätzt sind norwegische Vorkommen (Raade, Hvaler, Saetursdal und andere).

Der Feldspat von *Terego* im Banat wurde vor dem Kriege weit verfrachtet. Bekannt sind die Feldspatbrüche von *Ströbl* am Zobten in Schlesien. Dieser Feldspat ist in Wirklichkeit ein etwas kaolinisierter Aplitgranit, der in den besten Aufbereitungsprodukten 80% Feldspatsubstanz, 6% Quarz und 14% Tonsubstanz aufweist.

Die keramische Industrie verlangt Feldspat mit sehr niedrigem Gehalt an Eisenoxiden, womöglich unter 0,1%, Flotation ist ein geeignetes und ökonomisches Verbesserungsmittel. Unschädlich, zum Teil sogar erwünscht ist ein gewisser Gehalt an Quarz oder Kaolin. Titan ist unerwünscht. Es muß nicht immer Pegmatit sein. Es können auch eisen- und quarzarme Eruptivgesteine verwendet werden. In USA findet ein Nephelinsyenit Absatz, der roh aus 45 bis 46% Albit, 13–25%

Nephelin, 7–22% Mikroperthit, 8–13% Mikrolin und 0,3–3,3% Muskovit besteht. Sein Eisengehalt wird von 1,2% auf 0,07% heruntergebracht (SPENCE). Der Feldspat kommt in Stücken oder fein gemahlen in den Handel. Letzterer kostete etwa 40 Mark pro Tonne in Papiersäcken.

Analysen: SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	unlös.	Feldspat	Quarz
Metzling 64,28	20,50	11,61	2,17	0,10	0,06	0,10	0,2	1,01		
Ströbl 1a 75,31	15,06	7,91		0,26	0,24	0,18	0,82		60-65%	30%
Teregowa										
Glasur F. 67,86	18,05	9,45	4,20	0,26	—	0,05	0,28		85,4	9,7%
Masse F. 68,66	18,38	6,07	6,43	0,30	Sp.	0,07	0,24			

## 6. Quarzit

*Quarzite* sind Sedimente, u. zw. entweder regionalmetamorphosierte Sandsteine oder reine Sandsteine mit kieseligem Bindemittel. In Sandsteinen des Tertiärs ist das Bindemittel oft Chalcedon, das sind die *Braunkohlenquarzite*. Durch Alterung wird der Chalcedon zu Quarz. Der Ganister Englands ist ein carbonischer Sandstein mit quarzigem Bindemittel, das orientiert über den Sandkörnern weitergewachsen ist, wie man das übrigens auch an manchen Braunkohlenquarziten bemerken kann. Am bekanntesten ist der Sheffield Ganister mit 95–97% Kieselsäure und Segerkegel 33–35, er liegt wie der Churnet ganister im flözführenden Karbon, Leitschichten bildend. Mehrere bis 2 m dicke Ganisterbänke enthält die unter dem Millstone liegende Pendleside series, zum Teil zeigen sie über S.K. 35, zum Teil gehen sie bis auf S.K. 30 hinunter. Das Bindemittel der Braunkohlenquarzite soll im Schliff flächenmäßig die Körner überwiegen. Der Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt liegt zwischen 0,1 und 1%, der Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt bei höchstens 2%. Reine Quarzsandsteine des Altpaläozoikum sind oft kataklastisch verdichtet, z. B. die Rewnitzer und Berauner Quarzite im Barrandium Böhmens. Mesozoische und permische Quarzite der Alpen (Semmeringquarzit des Mürztals und Wechsels, Radstätter Quarzit in Salzburg u. a.) zeigen gleiche Veränderungen. Solche Quarzite sind bei Kieselsäuregehalten von 97–99%, Eisenoxyd 0,5–1,5% und Tonerde 1–2%, womöglich ohne Calcium und ohne Alkalien hochfeuerfest (Segerkegel 35–36) und werden für Stampfmassen gewonnen.

Alle Quarzite wachsen im Feuer wegen der Umwandlung von Quarz in Tridymit bzw. Christobalit sehr langsam im umgekehrten Verhältnis zur abnehmenden Dichte.

575°	876°	1470°	1655°	
β-Quarz ↔ α-Quarz ↔ Tridymit ↔ Cristobalit ↔ Schmelze				
2,633	2,4	2,37	2,33	

Das Wachstum in der Hitze ist gefährlich für das Mauerwerk der Industrieöfen. Auch der verschiedene Ausdehnungskoeffizient der verschiedenen zu einem Mauerwerk verwendeten Baumaterialien (Silikatgesteine, Chamotte, Mörtel, Eisen) macht Schwierigkeiten, weshalb gleichmäßige und geringste Ausdehnung erwünscht sind.

Die Umwandlung von Chalcedon in Cristobalit geht bei 1450 Grad schnell vor sich. Das ist der Grund, warum Chalcedongehalt erwünscht ist. Die Steine wachsen sich schon beim Brennen zwecks Herstellung der Ziegel weitgehend

aus und halten dann im Ofen eingebaut länger. Reiner Chalcedon ist unzweckmäßig, er wird mürb, der Ziegel gibt keinen hellen Klang.

Die Braunkohlenquarzite sind für Silikasteine beliebt, weil ihre kleinen Quarzkörner in einem Basalzement von Chalcedon liegen, so daß ein Teil der Volumenzunahme schon bei der Herstellung der Silikasteine eintritt. Sie treten, 1—3 m große Konkretionen bildend, in den Sanden des Eozän und mehr des



Abb. 115. Dünnschliff von Braunkohlenquarzit von Sedletz bei Brüx (Most) Böhmen. Runde und kantige Bruchstücke von Quarz liegen in einer Grundmasse von Chalcedon.

Oligozän Mitteldeutschlands und Böhmens auf und bleiben bei Abspülung der Sande herdenweise in der Landschaft als Knollensteine liegen, daher der Name Findlingsquarzit. Zunächst wurden diese Knollensteine gesucht und verarbeitet. Dann gelang es auch Lager dieser Quarzite innerhalb der Sande zu finden. Zwei Meter dick sind die Lager bei *Obernitz* (Obonice) unweit Brüx (Most) und 3 m bei Puschwitz und Rudig (Vroutek) in Böhmen. Man erschloß solche Lager auch im Knollensteingebiet Sachsens bei *Wurzen* (Ölschütz 3 m dick), Oschatz und Mügeln (bis 4 m). Nächst Sachsen ist der Westerwald am wichtigsten, dort findet unterirdischer Abbau der 2 m, auch 4 m dicken Quarzitlager statt. Etwa 40.000 to werden dort selbst jährlich gewonnen. Quarzsand und Kaolinsand sind Nebenprodukte. Hessen und andere mitteldeutsche Gebiete kommen in untergeordnetem Maße in Betracht.

In Böhmen ist das Hauptvorkommen im Oligozän. Verstreute Findlinge sind über Böhmen hinaus verbreitet. In Polen gibt es derartige Quarzite zwischen Chelm und Glinsko, in der Ukraine im Oligozän des Donezbeckens.

Die Braunkohlenquarzite sind sehr hart, fühlen sich glatt an und liefern beim Anschlagen scharfkantige Scherben mit dichter, hornsteinartiger Bruchfläche, glatt, nicht rau und sandig, weil des harten Basalzementes wegen auch die Quarzkörner von der Bruchfläche durchschnitten werden. Charakteristisch ist für sie, daß die Kieselsäure des Chalcedon als Basalzement auftritt, in dem sich die Quarzkörner nicht oder kaum berühren. Die Herkunft der Kieselsäure ist meist in den Sanden selbst zu suchen. Für manche böhmische und westerwälder Quarzite wird angenommen, daß überlagernde zersetzte Basalttuffe die Kieselsäure geliefert haben.

Viele Länder wie England, USA und andere verfügen nicht über solche Braunkohlenquarzite. Sie stellen ihre Silikasteine aus Felsquarziten her. Auch die älteste Dinas Stein-Fabrik am Kontinent hatte, ehe die Braunkohlenquarzite beliebter wurden, stets Felsquarzite auf gute Steine verarbeitet. Da die Lager von Braunkohlenquarzit beschränkt sind, wird man dereinst auf andere Quarzite zurückgreifen müssen. England hat immer seinen Ganister verarbeitet. Quarzite mit undulöser Auslöschung der Quarze zerfallen beim Brennen, wofern sie nicht ungleichkörnig sind. Untersuchungen der Neuzeit haben gelehrt, daß Kataly-



satoren wie FeO, Li und andere bei der Umwandlungsgeschwindigkeit des Quarzes eine Rolle spielen und daß dabei auch die Art des Brennens von Einfluß ist. Es wird notwendig werden, für jedes Rohmaterial das zweckmäßigste Herstellungsverfahren experimentell zu ermitteln.

## Analysen

	Hersbach, Westerwald	Brüx	Karlsbad
SiO <sub>2</sub>	98,08	TiO <sub>2</sub> 96,78 0,21	94,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	2,78	3,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,20	0,6
CaO	0,02	0,14	
MgO	0,06		
K <sub>2</sub> O	0,59	0,13	
		Na <sub>2</sub> O 0,15	
Glühverlust	0,16	0,2	0,5

Ausnahmsweise nur finden sich Quarzite, die im Naturzustand geformt als feuerfeste Steine eingebaut werden können. Die in verschiedenen Richtungen verschiedene Dilatation, sowie die beim Erhitzen als Sprünge zum Vorschein kommende Klüftung, endlich die geringe Porosität sind hinderliche Eigenschaften der Natursteine, ein Grund, warum man Mahlung und Formung zu Ziegeln bei allen feuerfesten Steinen bevorzugt.

*Der Crummendorfer Quarzitschiefer* (Crummendorf bei Strehlen in Schlesien) ist geschätzt als Baustein für Glas-, Kalk- u. a. Öfen, bei denen die Temperaturansprüche mäßig sind. Dieser feinkörnige Quarzit weist in der Schichtung eine Streckung auf (Faser), die auf tektonische Durchbewegung zurückzuführen ist. Neben dem Steinbruch findet man Dattelquarze, das sind die Gestalt von Dattelkernen besitzende, ausgewalzte, kleine Quarzgerölle. Die Steine werden gebrauchsfertig zurechtgehauen oder gesägt, numeriert geliefert, so daß sie der Reihe nach zum runden Ofen aufgebaut werden, wobei die Faser quer zur Wand gestellt wird. Dieser Quarzit ist etwas porös (Raumgew. 2,35, sein Quarz 2,65). Die Poren sind gerade so groß, daß sie die Volumenzunahme bei der Umwandlung des Quarzes aufnehmen. Das Gestein ist etwas kaolinhaltig (93–96% Kieselsäure und 2–4% Tonerde, 0,15–0,3 Eisenoxyd, 0,8–0,9 Calciumoxyd, 0,09 bis 0,16 Natriumoxyd, 0,6–0,8 Glühverlust, Segerkegel 34–35). Diese Kaolinisierung ist an die prätertiäre Oberfläche gebunden und wird in der Tiefe nachlassen. Das mächtige Lager fällt schräg ein. Verschiedene Bänke sind nicht

gleichwertig. Nur etwa  $\frac{1}{4}$  der Produktion liefert Fertigsteine. Der kleine Glimmer- bzw. Alkaligehalt hat zur Folge, daß das Gestein im Gebrauch eine porzellanartig gesinterte Oberfläche erhält, die gegen Rauchgas und Ascheneinwirkung schützt. Im Etagenbau wird das Gestein in großen Platten gewonnen und in die ganze Welt verschickt.

Ein etwas toniger, feinkörniger, fester Sandstein von Völpe in Braunschweig geht unter dem Namen „Natur Dinas“.

## 7. Quarzsand

Nur Vorkommen, welche nicht für lediglich lokalen Bedarf gewonnen werden, sollen hier besprochen werden. Das sind vor allem der Formsand und der Glas-sand. Der Verbrauch für beide Zwecke ist sehr groß.

*Formsand* soll möglichst rein sein, die Körner gerundet, womöglich mit einer Haut von kolloidalem Ton überzogen oder von Eisenoxyd (rote oder gelbe Sande) oder von Eisensilikat (glaukonitischer Sand von Blansko in Mähren). Diese Kolloide verleihen dem Sand Bildsamkeit und Standfestigkeit. Sehr wichtig ist die Gasdurchlässigkeit, die durch Gleichkörnigkeit und Staubfreiheit bedingt ist, ferner die Biegefestigkeit und Bindefestigkeit. In gutem Formsand herrscht die Korngröße 0,1–0,3 mm weitaus vor. Höherer Eisengehalt ist unerwünscht. Eisen, Kali, Natron, Magnesia und Calcium sollen zusammen nicht mehr als 5,8% ausmachen. Mit 10–20% Wasser angemacht soll der Sand formbar sein, trocken aber immer noch zerdrückbar. Feuerfester Ton dient als Bindemittel. Magere Formsande haben 3–7% Ton, mittlere 7–10%, fette 10–16%. Der Quarzgehalt liegt zwischen 84 und 95%. Der Feuerfestigkeit wegen kommen nur Quarzsande in Betracht (S.K. 34). Die Ansprüche bei Stahlguß sind höher als für Grauguß. Keinesfalls sind Kalkgehalt oder Sulfate zulässig.

Manche Sande werden weit verfrachtet, z. B. der mittelkörnige Cenomansand von *Blansko* (Mähren), der in 10–15 m dicker Schicht beim Bahnhof aufgeschlossen ist, der Siluminsand aus der Oberkreide von Halberstadt, feinkörnig und etwas grünlichen Ton enthaltend, ferner fein und mittelkörnige rote Sande des Old red von Myszkow in Polen, große Lager der mittelsudetischen Kreide von *Grüssau* in Schlesien sind für Stahlguß geschätzt. Weiße feinkörnige Sande gehen unter dem Namen Silbersande. Deutschland besaß über 300 Gewinnungsstellen für Formsand, namentlich auch in West- und Mitteldeutschland, sowie Schlesien, u. zw. aus dem Karbon bis Tertiär, sowie aus quartären Umlagerungen älterer Sande.

Bei *Statzendorf* in Niederösterreich werden oberoligozäne Sande als Formsand gewonnen. Das 12 m mächtige Lager über einer glanzbraunkohlenführenden Schicht besteht aus verschiedenartigen Sandschichten, welche z. T. für die verschiedenen Gießereizwecke gemischt oder durch Zusätze aufbereitet werden. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt der einzelnen Sandsorten schwankt zwischen 80 und 98%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zwischen 0,3 und 10%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  zwischen 0,3 und 1,5%. Ein Teil des Tons ist Montmorillonit. Rund dreiviertel der Korngrößen liegen zwischen 0,06 und 0,2 mm.

Die Ansprüche der Gießereien an die Eigenschaften des Formsandes stiegen derart, daß die Werke, welche nicht gerade in Gegenden mit entsprechender Mannigfaltigkeit geeigneter Sande liegen, dazu übergehen, synthetische Sande zu verwenden, d. h. Sande bestimmter Körnungen beziehen und mischen, sowie Ton oder Bentonit in winziger Menge hinzufügen.

*Glassand*: Die Glasindustrie ist ein Großverbraucher reiner Quarzsande, die für weißes Glas sehr eisenarm sein müssen. Es gelten folgende Grenzwerte:

für Kristallglas höchstens 0,03%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , womöglich unter 0,01%,  
für Spiegelglas 0,1%,

für Fenster- und gewöhnliches Hohlglas 0,3%,  
für Flaschen- und Konservenglas, weiß, 0,5%,  
für grünes Flaschenglas bis 6%.

Wenig Tonerde ist unschädlich, ebenso Kalk. Immerhin werden die in Kaolinwäschen abfallenden Sande nicht gerne genommen, weil die Tonerde ein Schäumen verursacht und auch der Chalcedongehalt nicht gerade erwünscht ist. Ein kleiner Eisengehalt, der das Glas grün macht, kann durch Mangan gedeckt werden. Alkaligehalt ist erwünscht. Wichtig ist Fein- und Gleichkörnigkeit. Für Wannenhöfen sind 1,25–1,5 mm, für Kristallglas Höfen weniger als 0,5 mm Durchmesser begehrt. Unter 0,1 mm ist schädlich.

Die besten Glassande findet man nicht im Gebirge, sondern in jungen Schichten des Vorlandes, wo die Sande mehrfach umgelagert wurden und dadurch der Quarz angereichert ist. Berühmt und in ganz Mitteleuropa geschätzt ist der Sand von *Hohenbocka*, Provinz Sachsen. Er bildete fossile Dünen unter der Erdbraunkohle des Senftenberger Reviers und kommt gewaschen in den Handel. In den letzten Jahrzehnten erwuchs ihm aus frachtlichen Gründen eine Konkurrenz in dem Sande von Habstein bei Böhmisches-Leipa (Č. Lípa). In dem mit Torfmoor bedeckten Talboden werden durch Verwitterung gelockerte weiße, obercretazische Quadersandsteine bis 6 m Tiefe aufgeschlossen und gemahlen. Weniger rein sind Sande von Lettowitz in Mähren. Nachdem der Kaolin ausgewaschen ist fällt ein grober Sand mit 99% Kieselsäure an. Besser ist ein kaolinhaltiger Feinsand von Salesl (Zalezly) im Oligozän des Böhm. Mittelgebirges und Kreidesandstein von Kounowa in Böhmen. Sehr bewährt hat sich auch der verwitterte turone Quadersandstein der touristisch bekannten „Felsenstadt“ von Adersbach in den Mittelsudeten. Böhmisches Glassand kostet lose in offenen Wagen franko Grenze 374 K $\frac{c}{t}$ o.

In weitem Abstände, wenn auch für Fensterglas noch verwendbar, folgen die oligozänen „Melker Sande“ von *Melk* und der Gegend von Linz an der Donau. Weder Österreich noch die benachbarten Südoststaaten sind auf Glassande gut durchforscht, weil die beiden erstgenannten Sande bestbeliebt waren.

Andere Verwendungen für Quarz, bzw. Quarzsand sind als Gebläsesand in der Metall- und Stahlindustrie, als Putzmittel für Gußstücke, Quarzmehl zur Herstellung von Siliciumkarbid, als Filtersand (Vorfilter 2–10 mm, Feinfilter 0,3–1,5 mm). Quarzmehl benötigt die Porzellan- und Steingutfabrikation, sowie die Herstellung von Glasur für Emailgefäße.

	Analysen						
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ca O	Mg O	K <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O	Glühverlust
Hohenbocka,							
Kristallquarzsand	99,920	0,022	0,008	0,006	0,004	0,011	0,025
Hohenbocka, Glassand	99,610	0,055	0,034	0,042	0,032	0,042	0,240
Herzogenrath b. Aachen	99,975		0,009	0,010	0,006	Rest	
Habstein (Böhm.)	99,29	0,42	0,04	0,09	0,06	0,01	
Kounova (Böhm.)	99,41	0,30	0,091	0,04	Sp.	0,07	0,09
Melk, Österr.	90,65	4,99	0,24	0,09	0,06	3,39	0,71

*Neuburger Kieselkreide*. Ein eigenartiges mehliges Quarzvorkommen ist die in Bayern nördlich der Donau in 20 m tiefen Tagbauen bei Neuburg gewonnene Kieselkreide (auch Neuburger Weiß genannt). Es ist eine feinhelige, weiße, ungeschichtete Masse, die zu 90% aus Kieselsäure besteht und nesterartig in obercretazischen Sanden eingelagert ist. Winzige Fremdquarze liegen in einem opalartigen Einbettungsmittel und mikroskopisch feinstkörnigem, neugebildeten

Quarzgemenge. SCHNEID führt diese locker porige Ablagerung auf Abschwemmung von Ober Jura Schichten zurück. Das fein geschlämmte Material wird als Putzmittel für Metalle, als Schleif- und Poliermittel, als Füllmaterial in der Gummiindustrie und in der Farbenindustrie zur Herstellung von Ultramarin verwendet. Etwas Ähnliches ist der Tripoli der Amerikaner, der bei Seneca in Missouri u. a. O. eine 1—4 m dicke Verwitterungsdecke auf Kieselkalken bildet und ebenfalls als Schleif- und Putzmittel Verwendung findet.

*Literatur:* SCHIEL: Formsande, Halle, S. Verl. Knapp 1933. — TRÜMPENER: Sand und Kies. Kalkverlag G. m. b. H. Berlin W. 62, 1930.

## 8. Kaolin

Kaolin (China clay) ist  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$  und hat 39,56  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 46,50  $\text{SiO}_2$  und 13,94  $\text{H}_2\text{O}$ , welches erst bei 800 Grad entweicht. Das spez. Gewicht ist 2,2—2,6. Schwefelsäure zersetzt Kaolin vollständig. In kochender Kali- oder Natronlauge löslich. In reinem Zustand schneeweiß, oft aber durch Eisen- und Manganverbindungen verfärbt. Schmelzpunkt 1850 Grad.

Die Technik unterscheidet plastische oder Porzellankaoline und magere oder Papierkaoline. Die hervorragendsten Porzellan-Kaoline sind jene der Umgebung von Karlsbad, insbesondere der Zettlitzer Kaolin, die Kaoline von Cornwall, wohl auch der Kauling der chinesischen Provinz Kiangsi. Ein guter Porzellankaolin muß nach dem Brennen weiß bleiben, also sehr arm an Eisen ( $< 1\%$  Eisenoxyd) und an Titan sein, hohe Feuerfestigkeit (S.K. 35) aufweisen. Leicht braune Farbe kann auf Humussäure zurückzuführen sein (lokal in Zettlitz), die beim Brennen verschwindet aber die Plastizität begünstigt. Nach FRANK SCHWARZ enthält der Karlsbader Kaolin noch ein anderes Tonerdesilikat, das die Plastizität begünstigt. Sehr hoher Kaolingehalt (rationelle Analyse) ist erwünscht, wenn auch Feldspat und Quarz nicht nachteilig sein müssen. In Zettlitz baut man unter einem pH-Wert von 6 nicht mehr ab. 6,8—6,9 ist die Regel.

Magere Kaoline haben einen kleinen Gehalt an feinerdiger Tonsubstanz und dienen der Steingut und Schamottefabrikation. Rein weiße Kaoline mit hohem Feinerdegehalt nimmt die Papierindustrie in großen Mengen auf.

Aller Kaolin mit Ausnahme der natürlich aufbereiteten Kaolintone erfordert, um marktfähig zu sein, eine Aufbereitung, die in der Regel ein Waschprozeß ist. Der Rohkaolin enthält bis zu 60% „Wasch- und Feinkaolin“. Kleinere Gehalte als 20% werden kaum ausgebeutet. Statt des Waschprozesses findet auch das Elektro-Osmose Verfahren Anwendung, bei dem nur die feinsten Teilchen in Suspension bleiben. Zettlitzer Schlammkaolin hat 60%, dortiger osmotisch gereinigter Edelkaolin 98% Tonsubstanz. Auch der unerwünschte Eisengehalt wird durch das Verfahren verringert.

Die chemische Analyse sagt wie auch bei Tongesteinen wenig über die Qualität des Schlammkaolins aus. Wichtiger ist die rationelle Analyse (Tabelle) durch Laugung mit Säure bzw. Alkali. Aber auch ihre Wertschätzung ist überholt durch Röntgenuntersuchung und das Ultramikroskop. In der keramischen Industrie definiert man die Feuerbeständigkeit gern durch Vergleich mit Massen bestimmter Zusammensetzung, die nach Angabe des Laboratoriums von SEGER und KRAMER in Kegelform gebracht und zugleich erhitzt werden „Segers Kegel“. Es entspricht beispielsweise:

S.K. 36 : 1790° C  
34 : 1750  
32 : 1710

S.K. 30 : 1670° C  
28 : 1630  
26 : 1580

Von vielen anderen Faktoren wird die Qualität des Waschkaolins und seine Verwertbarkeit weiter beeinflusst, so daß die keramische Beurteilung der Kaoline

(und Tone) ein Spezialfach ist. Unter anderem ist von Einfluß die Korngröße und die Korngrößenbereiche, die Wasserdurchlässigkeit, die Trockenschwindung, die mit dem kleinen Korn stark zunehmende Bruchfestigkeit im lufttrockenem Zustande, die Bildsamkeit u. a. m.

## Kaoline

## Rationelle Analyse

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	Glühverlust	Ton	Quarz	Feldspat	Segerkegel	Verwendung
Zettlitz	46'62	37'68	0'90	0'37		1'10	13'33	99'36	0'13	0'51	35/36	Porzellan
Cornwall (aus Granit)	48'28	37'64	0'46	0'06		1'56	12'02	94'25	0'98	4'77		Porzellan
St. Yrieux (aus Pegmatit)	48'68	36'92			0'52	0'58	13'13					Porzellan
Hohburg b. Wurzen, Sachsen (aus Porphy)	50'57	34'09	0'85	1'00	0'16	1'47	11'16	85'6	13'0	1'4	35	Steingut
Seilitz b. Meißen, Sachsen, (aus Porphy)	56'56	32'66	0'34	0'31	0'27	0'35	11'0	78'1	16'9	2'5		Porzellan
Schletta b. Meißen (aus Pechstein)	49'80	34'09	2'11		0'82	0'92	12'44	84'8	6'6	6'6		Steingut Wandplatten
Pomeisl b. Podersam, Böhmen, (Kaolin-Sand)	47'27	36'05	0'80	1'70			14'35	96'60	3'03	0'37	35	Papier
Ober-Bris, Böhmen, (Kaolin-Sand)	54'54	34'06	0'78	0'08	0'04		10'75				35	Schamotte, Papier
Schwertberg, Ob.-Öst. (aus Granit)	44'67	40'62	0'66	0'13	0'09		13'79	98'6	1'04			Papier
Saarau, Schlesien (aus Granit)	48'27	36'30	1'16		1'70						35	Schamotte
Hirschau (Oberpfalz), Bayern, (Kaolin-Sand)	48'05	37'45	0'41	Sp	24'58		11'53	87'01	3'26	9'73	34/35	Schamotte
Isola di Ponza (aus Rhyolith)	53'20	33'80	0'28	0'77	0'69	0'54	10'75					

	mittlere Korngröße in Mikron	Wasserdurch- lässigkeit	Bruchfestigkeit g . mm <sup>2</sup>
Fetton, Sachsen	3,6	0,05	278
Seilitz, Sachsen	4,2	0,2	330
Zettlitz, Böhmen	4,8	1	120
Hohburg, Sachsen	5,8	1,5	70
Hirschau, Ob.-Pfalz	6,8	5,1	24

Daß für die Porzellan- und Steingutfabrikation die Brennfarbe von größter Bedeutung (Fe, Ti-Gehalt) ist, wurde schon betont. Sofortige Aufbereitung des Rohkaolins nach der Gewinnung erleichtert Herabminderung des Fe-Gehaltes. Ein Eisengehalt von 1% ist nicht in der Farbe des Rohkaolins erkennbar. Die Prüfung eines keramischen Rohmaterials ist einem entsprechend erfahrenen Spezial-Laboratorium zu überlassen. Für viele Versuche gilt der Zettlitzer Standard Kaolin als Typus.

Die Papierfabrikation ist weniger anspruchsvoll. Weißheit und Feinheit sind maßgeblich. Auch für andere Zwecke (z. B. Kautschuk) dient Kaolin als Füllmaterial. Nicht jeder Kaolin ist anfärbbar und dann für Farbstifte und Farben verwendbar.

In Europa sind die größten Kaolinproduzenten Großbritannien, Deutschland und die Tschechoslowakei.

Karlsbader (Zettlitzer) Porzellan Kaolin hat etwa den vierfachen Preis von Pilsener Papierkaolin.

Alle Kaolinlagerstätten sind aus Feldspatgesteinen entstanden und enthalten deshalb außer Feldspatresten Quarz in gröberem und feinerem Korn. Nach der Entstehung und mithin auch in der Form der Lagerstätten sind folgende Typen zu unterscheiden: 1. pneumatolytische, 2. hydrothermale Umwandlungsprodukte feldspatreicher Gesteine, 3. Verwitterungskrusten solcher Gesteine, 4. Zersetzung derselben infolge Grundwasserzirkulation und 5. sedimentäre Abschwemmungen der Verwitterungskrusten.

Bei der Zinnerz-Pneumatolyse wird der Granit von den Gangspalten aus zersetzt. Es entsteht ein quarzhaltiger Kaolin, der noch ganz das Gefüge des Granits zeigt und in ihn allmählich übergeht. Namentlich im Gegensatz zum Typus 3 geht dieser Kaolin in die Tiefe und wird mit der Tiefe sogar besser. Cornwall gehört hieher. Seine Tagbaue sind 100 m tief. Der Kaolin von St. Austell ist besonders geschätzt. Er ist plastisch und wegen seiner Reinheit gesucht, die Ausbeute liegt zwischen 10 und 35%. Auch nicht völlig kaolinisierte Granite gehen als Cornish stone oder china stone in gemahlenem Zustand in die Porzellan-Industrie. Er enthält sericitisierten Feldspat („Gilbertit“) etwas Flußspat und Topas und schmilzt bei 1200 Grad zu weißem Glas. Vermutlich ist auch ein Teil der Kaoline von Nigeria dieser Art. Schließlich ist auch aus Niederländisch-Indien die Kaolinisierung bekannt.

Häufig, aber seltener (wie Ungarn) von wirtschaftlicher Bedeutung ist die hydrothermale Kaolinisierung, die besonders bei Golderzgängen der subvulkanischen Abfolge bemerkbar ist (Comstock lode, Cripple Creek, Schemnitz (Banska Stiavnica), Siebenbürgen etc.). Bei den erwähnten Erzgängen ist eine gleichzeitige Pyritzufuhr nicht ungewöhnlich, was den Wert des Kaolins beeinträchtigt. Auf der ägäischen Insel Milos wird Kaolin gewonnen, der durch hydrothermale Zersetzung jungtertiärer Trachyte entstanden ist.

Analog ist die Kaolinisierung durch Säuerlinge. GAGEL hat festgestellt, daß neben der Quellspalte des Gießhübler Sauerbrunn (Kysibl Kyselka) bei Karlsbad (Karlov Vary) der Granit auf 10 m Breite kaolinisiert ist. Ähnliches ist der Fall im Andesit von Rohitsch in Slowenien. Die in Verbindung mit Alunit ste-

henden kaolinisierten Rhyolithe von Bereghszasz (Berehovo) im ehemaligen Oberungarn, sowie der auf einer breiten Spalte im Rhyolithtuff aufsetzende Kaolin von Szegi bei Sarospatak sind unter Thermenwirkung entstanden, erstere eventuell infolge Solfataren Wirkung. Es besteht die Wahrscheinlichkeit, daß der Kaolin von Zettlitz bei Karlsbad nicht eine reine Verwitterungslagerstätte ist, sondern infolge gleicher Ursachen örtlich in die Tiefe geht. Auf der Insel Milos sind jungtertiäre Eruptiva hydrothermal kaolinisiert.

Verwitterungskrusten bilden die Kaolinlager, welche an Schichtlücken schichtenparallel auftreten, aber nach unten unregelmäßig begrenzt, einen allmählichen Übergang in das unveränderte Gestein zeigen. Diese kaolinische Ver-

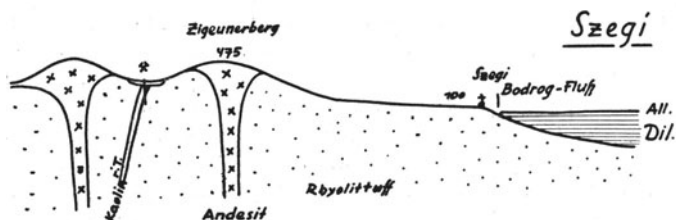


Abb. 116. Kaolin ebenso wie Alunit folgen Thermalspalten im Rhyolith bei Szegi in Ungarn. (Nach KIRNBAUER.)

witterung kennt man aus den Tropen unter dem Laterit. Die ausgedehnten Kaolinlager von Nigeria sind rezente oder auch fossile lateritische Verwitterungskrusten. Am Porphyry bei Halle tritt eine solche Kruste in 3–10 m Dicke bauwürdig unter dem Oligocän auf, ebenso auf dem Pechstein und dem daraus hervorgegangenen Dobritzer Porphyry, der Gegend von Meissen in Sachsen, durchschnittlich 7 m dick mit 25% Kaolinerde. Auf einem Syenit der Nachbarschaft wird das Lager 25 m dick. In Saarau, Schlesien, wird die Kruste bis 12 m dick. Bei *Schwertberg*, O.-Öst., liegt eine präoligozäne Kaolinkruste bis 20 m dick auf Granit, bei Krummußbaum weniger vollkommen kaolinisiert auf Granulit. Die Kaoline der Umgebung von Znaim gehören hieher. Kratogene sind zur Entstehung mächtiger Verwitterungsdecken günstiger als Orogene. Wiederholt ist im Alpenraum an der Basis tertiärer Kohlschichten Kaolinisierung bemerkbar, zur Zeit ist aber noch kein bauwürdiges Vorkommen erschlossen. Da Humussäure Eisen löst und die Kaolinisierung fördert, ist kohlenhaltiges Deckgebirge solcher Verwitterungskrusten günstig. Mächtige Kaolinlager können unter sehr schwachen Kohlenflözen liegen.

Grundwasserzirkulation in Arkosen des Buntsandsteins und Rotliegenden ist zur Erklärung oberfränkischer Kaolinsande herangezogen worden. Auch die Kaolinsande im Westfal und Stefan des Pilsener Steinkohlenbeckens werden dadurch verständlicher als durch humides Klima der Karbonzeit.

Sedimentation von Kaolin ist selten. Es entstehen dadurch wenig ausgehende, aber hochwertige Flöze von Kaolinton (vgl. Olomutschan).

Die Tschechoslowakei ist der wichtigste Kaolinproduzent am Kontinent in Europa. Die wertvollen Karlsbader Kaoline beschränken sich auf das Gebiet des Egergrabens oberhalb Karlsbad. Bei Zettlitz werden sie teils im Tagbau, teils im Tiefbau gewonnen. Vielfach sind sie von oligozänen Braunkohlenschichten überlagert und zwar dem Altsattler Sandstein, über welchem das Josefi Flöz liegt. Der Sandstein hat gerade über dem Kaolin oft kieseliges Bindemittel, weshalb MICHLER von einem „Quarzitdeckel“ spricht, dessen Kieselsäuregehalt er auf den Kaolinisierungsprozeß zurückführt. Dazu ist zu bemerken, daß gleiche

Verkieselungen im kontinentalen Oligozän weit verbreitet sind und in benachbarten Gebieten auch unabhängig von der Kaolinisierung z. B. über Kreidekalcken auftreten. Der Kaolin hat noch durchaus das Gefüge des Karlsbader Granites, mit seinen großen als Kaolin vorliegenden Orthokleinsprenglingen. Turmalinsonnen sind unverändert, Aplitgänge weniger zersetzt als der Granit. Wo der Biotit besser erhalten ist, ist der Titangehalt der Kaolinerde kleiner. Bis 50 m Tiefe ist der Magazinbau im Kaolin hinunter gegangen. Plastisch, wenn auch weniger gut, ist der Kaolin von Kaaden (Kadan), der eine 16 m dicke Verwitterungskruste auf Gneis bildet.

Magere Kaoline treten in Böhmen verschiedentlich auf, so bei Puschwitz, unweit Podersam im Stefan eingelagert, in Eichhorn-Bittischka (Mähren) als zum Teil umgelagerte Verwitterungskruste im Rotliegenden unter denudierter Kreide, in großen Tagbauen erschlossen. Das bekannteste und ergiebigste Vorkommen von Magerkaolin sind die Pilsener Kaoline, die aus stefanischen Arkosen hervorgingen. Sehr große Tagebaue besitzen die Westböhmisches Kaolin- und Chamotte Werke bei Třemošná nördlich *Pilsen*. Die Kaolinsandsteine sind aus vielen Bohrungen bis einige Hundert Meter dick bekannt. Quarzkonglomeratbänke oder auch Geröllschmitze sind ihnen eingelagert. Bänke von rotem Ton im Deckgebirge finden in der Keramik Verwendung, so daß alles, was aus den großen Abbauen kommt, nutzbar gemacht wird.

Abgeschwemmter Kaolin bildet die hochwertigen Tone von Olomutschan in Mähren und die weißen Wildsteiner Tone des Egerlandes.

Das in Österreich in Abbau genommene Kaolinvorkommen liegt unter einer schmalen und wenig mächtigen Schrägscholle von marinen Oligozän am Südrande der böhmischen Masse in Tragwein, nördl. *Schwertberg*. Das Deckgebirge und die Verwitterungskruste fallen unter ca. 10 Grad ein, um bald an einem Sprung abzuschneiden. Der Kaolin ist ca. 20 m dick und geht nach unten über in einen mittelkörnigen Granit.

Deutschland besitzt kleine Kaolinlager bei Aue im sächsischen Erzgebirge im Granit, die möglicherweise durch Pneumatolyse entstanden und einst die Meissener Porzellan-Manufaktur versorgten. Große Abbau sind in der tertiären Verwitterungskruste des Lausitzer Granits in Sachsen und Schlesien entstanden, am Halle'schen Porphyr etc. wie schon oben erwähnt. Der Hohburger (Sachsen) Kaolin, aus Porphyr hervorgegangen, geht mit 50% Abschlämmbarem in die Porzellanindustrie. Große Ausdehnung haben die Lager bei *Halle/S.* (Sennewitz, Brachwitz, Döhlau). In Schlesien liegen auf Granit die Strehleener (Ruppersdorf und Weidenau) Kaoline, mit großen Tagbauen oder jene von Rauske und Saarau (Schweidnitzer Kreis), die von wertvollem Blauton überlagert werden. Sie gehen in die Schamotte-Industrie. Gleiche Verwendung finden die bis viele Meter mächtigen Kaolinsandsteine des Rotliegenden und Keuper der Gegend von Amberg in Oberfranken. Die geneigt lagernden Sandsteine werden durch dünne Tonlagen getrennt, haben gelegentlich bis zu 28% Kaolin. Manchmal ist ein Bleiglanzgehalt störend.

In *Ungarn* wurde nach KIRNBAUER in Szegi bei Tokaj eine spaltenförmige Kaolinisierung 50 m tief verfolgt, hier wie bei Sarospatak im Rhyolithuff. PETRIK und LIFFA verdankt man nähere Kenntnis der in Alt-Ungarn verbreiteten Rhyolithkaoline, z. B. bei Bereghszasz (Berehovo) und Kvasovo im Karpatengebiet.

Serbische Kaoline bei Zajecar und bulgarische Vorkommen in der Kreide von Rasgrad sind in nur kleinstem Umfange in Betrieb genommen worden. In Italien werden kaolinisierte Trachyte von Tolfa bei Rom schon lange in Keramik und Papierindustrie verarbeitet, ebenso in Torniella bei Siena eine spaltenförmige Lagerstätte hydrothermalen Entstehung.



In Frankreich sind wieder Verwitterungslagerstätten im Zentralplateau von größter Bedeutung. Kaolinisierter Pegmatit versorgt die Porzellanfabrik von Sèvres. Ebenso sind im südlichen Schweden und auf Bornholm Verwitterungskrusten auf Granit und Gneis im Abbau.

Rußlands wertvollste Kaoline liegen wieder auf einem alten Granitmassiv u. zw. der Ukraine. Im Hinterland von Mariupol wird der sedimentär umgelagerte Kaolin von *Wolnowacha*, der als Papierkaolin Verwendung findet, gewonnen. Als Porzellankaolin geschätzt ist jener von Gluchowzy und von Belaja Balka.

Relativ klein ist die Kaolinproduktion der Vereinigten Staaten von Amerika und von Rußland. Wichtige Exporteure sind England, Tschechoslowakei und China. In den Handel gelangt nur der geschlämmte Kaolin, wie er lufttrocken aus den Filterpressen oder von den Trockenböden kommt, d. i. mit ca. 8–10% Wasser.

## 9. Ton

Der Ton ist ein feinklastisches Sediment von weniger als 0,02 mm Korn-durchmesser, in dem Al-hältige Minerale die Hauptrolle spielen. Keineswegs ist es immer nur der Kaolin, der im Ton gesteinsbildend auftritt. Halloysit, Illit und Montmorillonit können vorhanden sein. Herrscht der Montmorillonit, so liegt ein Bentonit vor. Feinst zerriebener Glimmer gibt immer hochplastischen Ton. Gewisse Wiener Tegel sind nach W. SIEGL kalkhaltige Glimmertone.

Die physikalischen Eigenschaften des Tones, insbesondere die Plastizität und die Fähigkeit der Wasseraufnahme hängen vom Vorwalten schuppenförmiger Mineralbestandteile ab. Die Minerale mit Schichtgitterstruktur zusammen mit dem gebundenen Wasser bedingen die Plastizität. Auch die skandinavischen Tone haben nach M. V. GOLDSCHMIDT's Untersuchungen 12–27,68% Chlorit, Talk, Muskovit, Biotit.

Die in der technischen Bodenkunde (Baugrundprüfung) gebräuchlichen Methoden finden zum Teil Anwendung für die Prüfung der dem Keramiker wichtigen Eigenschaften der Tone (vgl. REDLICH-TERZAGHI-KAMPE, Ingenieurgeologie, Wien, Verl. Springer 1929). Diese technischen Methoden charakterisieren Tone besser als die Elementaranalyse. Insbesondere ist die rationelle Analyse, die bei Kaolin noch nützliche Hinweise gibt, für Ton von geringem Wert.

Man unterscheidet plastische und magere Tone, welche letztere die Formbarkeit im durchfeuchteten Zustande nicht besitzen. Ein roher Maßstab für die Plastizität ist die Ausrollgrenze, wie sie mit der Hand auf einem Blatt Papier festgestellt werden kann. Beimischung von Sand macht einen Ton magerer. Feinsten Sandgehalt spürt man leicht zwischen den Zähnen. Reiner Ton gibt mit dem Messer eine glatte, glänzende Schnittfläche.

Der natürliche Wassergehalt bergfeuchter plastischer Tone beträgt etwa 20%. Er wie das Porenvolumen nehmen mit zunehmender Tiefe infolge Kom-

bergfeucht	Dichte	Wasserverlust	
		in Zimmer-Temp.	bei 110°
Tegel Wien	1,78	15,7 %	2,61%
Wildsteiner Ton	1,83	18,01	1,37
Schieferton Wartberg, Stmk.	2,01	4,46	2,56
Schieferton Leoben	2,61	1,9	0,9
Schieferton Grünbach, N.-Ö.	2,63	0,58	0,62
Tonschiefer Budischowitz, Mähren	2,59	0,12	1,1
Tonschiefer, Straninger Alm, Kärnten	2,73	0,6	0,35

Nach W. PETRASCHECK und BERTA WILSER.

pression ab, z. B. bei Wien in 1000—1300 m Tiefe auf 10% und weniger, wobei das Raumgewicht von  $< 2$  auf 2,5 steigt.

Ton, der infolge starken Deckgebirges oder Gebirgsdruckes an Wasser und Porosität eingebüßt hat und eine Teilbarkeit nach der Schichtung zeigt, ist der *Schieferton*. Ein weiteres Stadium bereits diagenetischer Verfestigung ist der *Tonschiefer*. Seine Rutilnadelchen zeigen bereits Neukristallisation an.

*Lehm* ist ein eisenreicher, daher brauner oder gelber, sandiger oder auch reiner Ton, der auf oder nahe der Erdoberfläche liegt. Er kann ein Verwitterungsprodukt tonhaltiger Gesteine sein (Eluvial Lehm) oder ein Abschwemmungsprodukt (Aulehm, Gehängelehm). Er ist das gebräuchlichste Material zur Ziegelfabrikation. Guter Ziegeltehm soll etwas sandig sein. Kalkgehalt schadet nicht.

Wichtige Tonarten:

*Steinguttone* sind weißbrennend, plastisch und gut gießbar.

*Töpfertone* sind graue Tone, plastisch, für Braugeschirr geeignet. Frühes Dichtbrennen ist wichtig, weshalb ein mäßiger (z. B. Bunzlau) Flußmittelgehalt von Wert ist. Der Schmelzpunkt muß genügend hoch über dem Sinterungspunkt liegen, damit beim Brennen keine Deformierung eintritt.

*Engobeton* ist hochplastisch und feinkörnig. Er liefert bei Alkalizusatz Tonbrei um in Formen geegossen zu werden. Korngröße unter 7  $\mu$ .

*Flaschenton* und *Kapselton* sind feuerfeste plastische Tone, aus denen Kapseln hergestellt werden, in denen Porzellan gebrannt wird. (Segerkegel 26—30, Beispiel Bennstedt bei Halle.)

Für die keramische Industrie sind der Schmelzpunkt und Sinterpunkt der Tone und die Brennfarbe von größter Wichtigkeit, aber auch die Schwindung.

Gesucht sind weißbrennende Tone, z. B. die Kaolintone von *Olomutschan* n. Brünn (Brno). Dieses hervorragende Tonvorkommen ist abgeschlammter Kaolin, der mit Sand wechsellagernd als jurassisches Verwitterungsprodukt der Brünner Syenitmasse in einer Doline devonischen Kalkes sedimentiert wurde. Weißbrennend ist auch ein plastischer Ton von Wildstein bei Eger (Cheb), Böhmen.

Analysentabelle

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Glühverlust	Schmelzpunkt s. k.	Verwendung
Löthain, Sachsen	59,10	27,34	0,76	0,10	0,22	0,43	n. best.	11,85	31-32	Steingut-ton I dunkel
Groß-Saubernitz	56,99	28,00	3,49	—	0,61	1,54	0,32	9,16	31	Ton u. Schamotte
Senftenberg, Sachsen	56,76	24,96	2,67	0,28	0,34	2,01	0,54	11,60	—	Flaschen-ton
Ransbach, Hessen	59,15	35,61	1,04	0,36	0,33	3,42		—	32-33	Glashafen-ton
Preschen, Böhmen	64,50	19,80	3,37	1,54	0,37	2,74	—	7,69		Tonwaren

Auch andere geschätzte weißbrennende Tone sind umgelagerter Kaolin. So liegt bei *Meissen* der Lößthener Steingutton benachbart dem kaolinisierten Porphyr, als ein bis 18 m dickes, in seiner Zusammensetzung wechselndes Lager. Plastischen, weiß brennenden Ton gibt es im Cenoman bei Michelob (Meholupy) und Kounova (Kounov) in Böhmen, zusammen mit anderen Tönen. Gewaltige Lager (30—75 m) von plastischen Tönen verschiedener Färbung liegen im *Westerwald* und seiner Nachbarschaft im Oligozän zum Teil von Basalt bedeckt, ein Plateau oder flache Mulden über dem Grundgebirge bildend. Hier ist bekannt der weit verfrachtete Vallendarer Ton und die Ransbacher Glashafen Tone, die für Zinkretorten, Kacheln und Steingut verwendet werden. Unter dem Lausitzer Braunkohlenflöz sind hochplastische Flaschen- und Kapseltone sehr verbreitet. Der Ton von Saubernitz dient als Bindeton für feuerfeste Waren, sowie als Kapsel- und Glashafenton.

Geschätzt sind in Böhmen die Tone von Preschen (Brestany) und Briesen (Brezanky), die das mächtige Hangende der Braunkohle in der Nachbarschaft von Dux (Duchcov) bilden, für Steinzeug, Steingut, Terrakotta und säurefeste Gefäße. Gelb brennende Tone gewinnt man in Böhmen außer bei Preschen auch bei Liescha, rot brennende aus dem Perm von Kounova. Schwarzbrennende, manganhaltige Tone kommen von Gießen in Hessen.

In *Österreich* sind elfenbeingelb brennende Töpfertone im Lavanttal, gelbbrennende Tone im Klagenfurter Becken (S.K. 25), weiß brennende (S.K. 31) im Hausruck, Ob.-Öst., unter der Kohle, rotbrennende Tone im Mürztal und bei Guttaring in Kärnten vorhanden. Eine örtliche Tonindustrie gründet sich auf pliocäne Tone bei Stoob im Burgenlande.

Alle die angeführten Tonlager liegen in Süßwasserablagerungen. Welche technischen Eigenschaften durch die marine Sedimentation beeinflusst werden, ist nicht näher untersucht. Eine Rolle spielt der in Meeresablagerungen verbreitete Kalkgehalt, der in Tonwaren geringerer Qualität (Klinker etc.) ohne Nachteil ist. Der Eisengehalt mariner Sedimente dürfte im Durchschnitt höher sein. Auch die Bunzlauer Tone liegen in der dünne Kohlenlager führenden Regressionsfazies untersenoner Kreide.

### Feuerfeste Tone

Kaolinreiche, alkali- und eisenarme Tone sind feuerfest, denn diese zwei letzteren Stoffe wirken als Flußmittel. Feuerfeste Tone hat man in erster Linie unter Kohlenflözen zu suchen, weil durch die Humussäure das Eisen ausgelaugt und das Alkali der Feldspate löslich gemacht wurde. Zahlreiche englische und nordamerikanische Kohlenflöze haben einen Wurzelboden aus solchem „fire clay“. Auch in Böhmen und dem französischen Zentralplateau ist das der Fall. Die Heimat feuerfester Tone sind stabile Erdkrustenteile mit ihren Verwitterungskrusten auf kontinentalen Fastebenen. Darum ist Böhmen reich an feuerfesten Tönen im Karbon, Jura, Kreide und Tertiär. Wir finden solche im französischen Zentralplateau, im Lias von Schonen an der Südspitze von Schweden. Feuerfeste Tone sind meist in Süßwasserablagerungen anzutreffen. Das erklärt sich damit, daß im Salzwasser die Sedimentierung feinen Materials rascher erfolgt, wodurch die Trennung von Ton und Quarzmehl weniger vollkommen ist, dazu kommt noch als die Feuerfestigkeit ungünstig beeinflussend der Kalkgehalt der Organismen. Die Gebirge sind arm an feuerfesten Tönen, weil die Erosion intensiver als die Verwitterung wirkt und rasche Sedimentation erfolgt. Darum haben die Alpen, die Karpaten, der Balkan, der Apennin nur wenig geringwertige feuerfeste Tone, darum sind die Wurzelböden der Steinkohle in Holland-Westfalen und in Oberschlesien keine feuerfesten Tone. Alle karbonischen feuerfesten Tone sind

mager, als Wurzelboden schwarz, als „Tonstein“ grau bis lichtgrau. Diese sind hart, haben muscheligen, aber rauhen Querbruch und entsprechen dem Flintton der Amerikaner. Feuerfeste Tone wurden auch verschiedentlich im nordanatolischen Karbon festgestellt, insbesondere ein guter, weißbrennender Chamotteton an der Küste bei Amasra.

Hochfeuerfest ist über Segerkegel	33 (1730° C)
Feuerfest ist Segerkegel	31—33

Plastische feuerfeste Tone werden im Hengstgau, Ostböhmen und dem angrenzenden Mähren im flach liegenden Cenoman stollenmäßig abgebaut. Das Kohlenflöz ist nur 10—20 cm dick, der Ton darunter 2—3 m. Oben ist er schwarz, nach unten wird er grau, zum Teil ist es ein deutlicher Wurzelboden, mit den langen, vertikalen, an Schilf erinnernden sparsamen Wurzelfasern. Das Tongebiet erstreckt sich von Blosdorf (Mladejov) über Johns Dorf, Briesen nach Bräusau (Brezova) und weiter. Bei Bräusau ist die Tonbank von einem dünnen Flöz über- und unterlagert. Ein zweites Vorkommen zieht östlicher über Opatowitz usw. Im Handel gehen die Tone unter dem Namen Müglitzer Tone oder Briesener Tone (S.K. 33—35), obwohl bei Müglitz (Mohelnice) kein Vorkommen liegt. Plastisch ist auch der Ton von Michelob (Meholupy) bei Saaz (Zatec) in Böhmen, der ein 1,5 m dickes Flöz in den cenomanen Süßwasserschichten („Perutzer Schichten“) bildet. Kohle darüber ist nicht entwickelt. Die Tone sind grau, braun oder schwarz. S.K. 33—34.

Im Süßwassermiocän von Budweis liegt der Ton von Zliv, der in verschiedenen Färbungen Flöze von 1—2 m Dicke bildet (S.K. 32), überlagert von nur dünnen Streifen von Erdbraunkohlen, Tagbau und Stollenbau.

Ein gewaltiges Vorkommen hochwertigster Tone birgt der Westteil des Tertiärbeckens von Eger. Sein pliocänes Alter wurde durch ein fossiles Holz und den durch KIRCHHEIMER erforschten Polleninhalte erwiesen. Die Wildsteiner Tonwerke beuten die Lager im Tagbau aus. In horizontaler Lage ist nachstehende Schichtfolge in einer Grube aufgeschlossen:

- 6 m quartärer Sand, glimmerreich,
- 4 m weißlicher, teilweise auch humusbrauner Schamotteton,
- 0,3 m weiche, an diluviale Schieferkohle erinnernde Kohle, kein Wurzelboden ist darunter erkennbar,
- 1 m grauer, sandiger Ton,
- 1,5 m schwarzer ff-Ton „Nero“.

Fortsetzung in einer anderen Grube:

- 4 m Blauton (S.K. 33),
- ca. 2 m bräunlicher Ton,
- über 1 m grüner, strukturloser, dichter Ton,
- 0,6 m lichtgrauer Leichtton, kieselgurhältig.

Die ganze Schichtfolge ist etwa 50 m mächtig. Der rein weiß brennende plastische Steingutton (S.K. 36) wird für feine kunstkeramische Erzeugnisse, Emaillewerke, Wandplatten, auch zur Masse von Porzellan verwendet. Der Blauton (S.K. 33) wird wegen ungewöhnlich hoher Bindefähigkeit geschätzt von der gesamten keramischen Industrie und Eisenhüttenwerken, geht aber auch an Ultramarinfabriken. Die sedimentären Kaoline (S.K. 35) haben die Verwendungsarten anderer Kaoline und sind ihrer Plastizität wegen gesucht.

In Deutschland steht als plastischer feuerfester Ton jener von *Groß-Almerode* bei Kassel in hohem Ansehen. Er liegt am Nordrande einer den basaltischen Hirschberg bildenden Mulde über den liegenden Knollensteinsanden. Die Ton-

zone ist 16—32 m dick, einzelne Teile derselben sind reich an Markasit. Zum Teil ist elektroosmotische Aufbereitung zwecks Anreicherung des Tons eingeführt. Verschiedene Lager haben verschiedene Verwendung. Töpfer-, Pfeifen- und Tiegelton. Letzterer ist sehr geschätzt. Er hat bräunlichgraue Farbe.

Ein sehr bekannter und weit exportierter Ton ist jener von *Klingenberg* am Main. Eingelagert in Hohlformen einer Buntsandsteinoberfläche pliozänen Al-

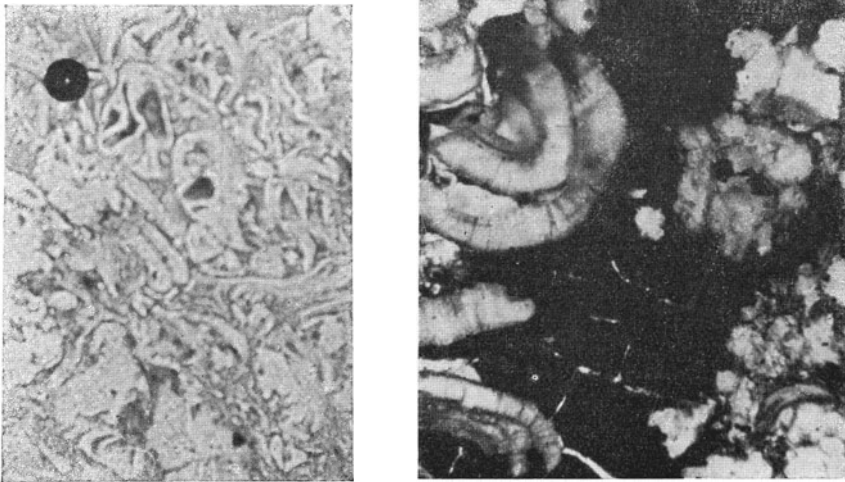


Abb. 117. Links Aschenstruktur im Flintton von Siersza, Oberschlesien. Rechts Leverrierit aus demselben Flintton.

ters tritt nesterförmig oder als dicke Linse der dunkelgraue, fette, feuerfeste Ton auf. Er weicht schwer in Wasser auf, quillt etwas, was auf einem von SIEGL durch das Debye-Diagramm nachgewiesenen Montmorillonitgehalt bedingt ist. Die Biegefestigkeit trockener Stäbe ist selten groß ( $35,9 \text{ kg/cm}^2$ ), die Trockenschwindung hoch. Er ist sehr beliebt für Graphittiegel, aber auch für feinkeramische Zwecke und für gewisse Farben.

### Flinttone

Die limnischen, nicht die paralischen karbonischen Kohlenreviere enthalten die wertvollsten Lagerstätten hochfeuerfester Tone, denn sie waren der Sitz stärkerer vulkanischer Tätigkeit, von welcher nur sparsame Aschenregen bis in die paralischen Bassins ausgestreut wurden. Stratigraphisch ist das Grenzgebiet von Westfal B und C das Zeitalter intensivster Eruptionen in Mitteleuropa.

Die mittel- und westböhmisches Karbonbecken sind seit langer Zeit als wichtige Produzenten dieser wertvollen Schiefertone bekannt (Rakonitz = Rakovnik allein etwa 30.000 to/Jahr). Nur zu einem kleinen Teil treten sie als Stigmarienböden auf und sind dann schwarz und gehören zu den besten Qualitäten. Es gibt aber auch graue, steinige Tone von muscheligen Bruch, die das Lager schöner Pflanzenabdrücke sind. Opuka nennt sie der Tscheche. Ihre mineralogische Zusammensetzung läßt erkennen, daß sie kaolinisierte Felsittuffe sind. Solche vertonte Tuffbänke, wie die große und kleine Opuka bei Kladro, bilden weithin verfolgbare Leitmittel im Kohlenflöz. Immer wieder finden sich

in ihnen die kurzen, meist gekrümmten, aus quergestellten Kaolinblättchen bestehenden Säulchen, die einst als Baccilarites beschrieben wurden und jetzt unter dem Namen Leverrierit bekannt sind. I. DE LAPPARENT stellte auch allerdünnste Wechsellagerung von Kaolin und Muskovit in diesen mikroskopischen Gebilden fest. Auch aus Biotit ist solcher Leverrierit entstanden. Kaolinisierte Glasreste, sowie das Aschengefüge lassen ebenfalls auf die Tuffnatur schließen. Manche der Tonsteine des Saargebietes scheinen derselben Kategorie vertonter felsitischer Tuffe anzugehören.

Die vertonten Tuffmittel des *Kladnoer Revieres* haben maximal 30 cm Dicke, werden aber beim Abbau der Steinkohle ausgehalten und obertags in Meilern oder Öfen gebrannt und als Schamotte in den Handel gebracht. Am reichsten an diesen Flinttonen sind die Kohlenflöze von Rakonitz (Rakovnice), Lubna und Brant in Mittelböhmen. Auch in der Mulde von Pilsen sind diese kaolinisierten Tuffe verbreitet und werden namentlich in Nürschan (Nyřany) und Blattnitz (Blatnice) seit langem ausgebeutet. Hier auch ist gelegentlich eine Klümpchenstruktur erkennbar, die noch größer und deutlicher in einigen Flözen des östlichen Oberschlesien ausgebildet ist. Dort sind diese Tonsteine nur wenige Zentimeter bis maximal 15 cm dick und werden in bescheidenem Maße als ff. Material ausgehalten. Gleicher Natur sind die ganz sparsamen und dünnen Tonsteinbänke in den Flammkohlschichten des Ruhrgebietes. Lange schon werden bestimmte Tonsteinbänke auch des *Saar-Karbons* in Dudweiler, Neunkirchen und Wellersweiler als ff. Material geschätzt. Allerdings sind sie dort mitunter durch Pyrit verunreinigt. Die Flinttone Nordamerikas gleichen weitgehend jenen aus Böhmen.

Analysentabelle  
feuerfeste Tone plastisch

	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	Glüh- verlust	S.K.	Verwen- dung
Großalmrode	46'45	36'66	2'37	0'20	1'01	1'92			12'87	33-34	Glas- hafenton
Klingenberg (Bayern)	56'44	30'47	1'51	0'79	0'30			0'30	11'14		Graphit- tiegel
Saaran (Schlesien)	48'1	35'5	2'5	0'8	0'4				12'9	35	Blauton
Briesen (Böh- men)	44'88	39'93	0'99	0'21	0'08			0'52	13'03	35	
Michelob-Libo- ritz (Böhm.)	57'00	31'45	0'45	0'04	0'13			0'79	10'31	33-35	
Wildstein (Böhmen)	54'39	31'35	1'80	00'0					11'28	33-34	Blauton
Wildstein (Böhmen)	46'35	54'39	1'11	0'00					13'44	35	Ia Stein- gutton

## feuerfeste Tone mager

Neurode (Schlesien)	gebrannt	51'79	46'53	0'78	0'10	0'15		0'22	0'57		
Nürschan (Böhmen)		52'05	43'35	2'00	0'92	0'18		0'18	1'30		
Rakonitz (Böhmen)		55'90	41'34	0'49	0'34	0'18		0'18	0'46	34	Flintton
Lubna Böh- men)		46'54	39'15	0'85	0'15	—		1'11	12'86		Flintton

Hochfeuerfester Schiefer-ton tritt in Form selbständiger Flöze auch in einem Teil des niederschlesischen Karbon auf, und zwar auf der Rubengrube und der Johann Baptista-Grube bei Neurode. Er wird als abgeschwemmtes Verwitterungsprodukt des benachbarten Gabbros erklärt und zeigt mitunter Einschlüsse von grün durchscheinendem Kaolin, sowie Spuren von Nickelerz.

Unter den wertvolleren Tönen sind die feuerfesten Töne wirtschaftlich am wichtigsten. (Weltverbrauch über 10 Millionen Tonnen.) Am Kontinent war bisher Deutschland und die Czechoslowakei sowie Rußland die größten Produzenten. Deutsche Töne gingen selbst nach Amerika, wo man während des Krieges begonnen hat, heimische Töne durch Aufbereitung zu veredeln. Eine Wertsteigerung bis auf das siebenfache wurde damit erzielt.

*Literatur:* DITTLER, Neuere Erkenntnisse zur Natur der Töne. Keramische Rundschau 1941. — STEJSKAL, Lagerstätten feuerfester Rohstoffe in der C. S. Republik. Zeitschrift prakt. Geologie 1931. — KALESZINSKY, Töne der Länder der ungarischen Krone. Budapest 1906. — H. RIES, Clays 3. Aufl. New York 1927. — BISCHOFF, Die feuerfesten Töne, bearbeitet von JAKOB u. WEBER, Leipzig 1923. — DIENEMANN u. BURRE, Die nutzbaren Gesteine Deutschlands, Bd. I., Stuttgart 1928. — R. GRIM, Clay Mineralogy, New York 1953.

## 10. Bentonit

Bentonite sind umgelagerte und hydrolysierte vulkanische Tuffe. Man unterscheidet Typ I, das sind quellbare Bentonite, in der Regel Na-Bentonite und Typus II, das sind nicht quellbare Bentonite, meist Ca-Bentonite. Es ist zweckmäßig für die zweite Art den Namen Smektit wieder einzuführen. Natrium und Calcium treten übrigens nur als überwiegende, nicht ausschließliche Kationen auf.

Die *Smektite* sind dichte, noch schneidbare aber doch härtere, tonartige Gesteine von weißer, grauer oder auch rosa Farbe, die stets in Flözen von sehr wechselnder Mächtigkeit auftreten und bröckelig verwittern. In Wasser gelegt, zerfallen sie sehr schnell zu lockerem, feinen Schlamm. Smektite sind auch daran zu erkennen, daß sie im lufttrockenen Zustande 15—25% Wasser enthalten.

Eigentlicher *Bentonit* ist ein graues bis gelblichweißes, tonähnliches Gestein, oft bei der Verwitterung feinschichtig bis blätterig zerfallend. In Wasser gelegt quillt er unter Volumenzunahme auf das sechsfache und mehr auf zu einem zähen Gel. Darauf beruht sein hoher technischer Wert.

Bentonit ist oft verkannt worden, weil er einem dichten Mergel gleichen kann. Polyedrisch-kleinstückiger Zerfall im trockenen Zustand, seifenartig schmierige Beschaffenheit im feuchten Zustand sind deutliche Merkmale. Ein chemisches Reagens ist Benzidin: eine gesättigte Lösung dieses Stoffes, mit einigen Tropfen verdünntem Ferrichlorid versetzt, bewirkt eine intensive Blaufärbung von Montmorillonit.

Der wesentliche Bestandteil von Smektit und Bentonit ist der Montmorillonit, dessen Quellbarkeit auf seinem Kristallgitter mit schichtförmig lagerndem  $\text{SiO}_2$

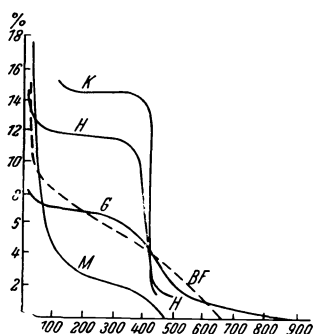


Abb. 118. Die Tonminerale sind an ihren Entwässerungskurven erkennbar. K Kaolin, H Halloysit, G glimmerartige Tonminerale, M Montmorillonit, BF Bentonit von Fohnsdorf.

und  $\text{H}_2\text{O}$ -Molekülen besteht. Die Entwässerungskurven von Montmorillonit und Kaolin sind wesentlich verschieden und dienen ebenfalls zur Charakteristik von Smektit und Bentonit im Vergleich zu anderen Tongesteinen. Wichtig ist, daß die mit Al in Bindung stehenden OH-Gruppen austauschfähig sind und durch Ca oder Na bzw. K ersetzt werden können.

Der Montmorillonit (Bentonit) entsteht durch die Zersetzung von vulkanischem Glas der Tuffe. Manchmal ist das Ausgangsmaterial auch Feldspat. Die Zersetzung kann hydrothermal erfolgen oder durch Verwitterung. Schon J. DE LAPPERENT und später W. SIEGL vermuteten, daß alkalisches Milieu die Bentonitbildung begünstigt, saueres die Kaolinbildung. Das Nebengestein kann marin oder lakustrisch sein. Die meisten nordamerikanischen Bentonitlager liegen in marinen Serien, die

mitteleuropäischen Bentonite und Tonsteine vielfach in kohleführenden Schichtfolgen, die mediterranen Bentonite in Vulkangebieten.

In Deutschland wird seit langem *Smektit* in der Gegend von *Mainburg* nördlich München als Bleichton ausgebeutet. In horizontalen, obermiozänen Schichten tritt das Lager auf, dessen Dicke zwischen 2 m und Null schwanken kann. Eine dünne harte Gesteinsbank bildet ein gutes Dach, überlagert wird das Flöz von feinschichtigen sandigen Sedimenten, die Blattabdrücke geliefert haben. Über die Entstehung werden mancherlei Mutmaßungen geäußert, die aber hinfällig sind, seitdem W. SIEGL den Sand über dem Ton als vulkanisches Glas erkannte und im Dachgestein ebenfalls Aschenstrukturen erkannte. Chemisch sind Beziehungen zum Ries-Vulkanismus vorhanden.

Auf der Ostsee-Insel *Fehmarn* wird im paläozänen Tarras ein dunkelgrünes, toniges Gestein, dessen Plastizität mit Kitt verglichen wird, das beim Trocknen steinhart wird, im Wasser aber zu feinstem Schlamm zerfällt, zwecks Herstellung von Bleichton abgebaut. WASMUND fand darin Aschenreste, häufig Pyritkristalle und abgerundete Quarze. Er hält den Ton für ein Produkt der Hydratation basaltischer Aschen, wie sie dem Tarras eingelagert sind. Bis 5 m mächtig ist der Ton aufgeschlossen, ist aber wesentlich mächtiger, nach WASMUND geradezu unerschöpflich.

In Steiermark ist Smektit in der Gegend von *Friedberg* meilenweit als bis 1,5 m mächtiges Flöz im Süßwassermiozän verfolgbar. Der obere Teil des Flözes ist weiß, mit schwarzem Kluftbelag von Manganoxiden, der untere Teil rötlich von der Farbe des Rhodonites. Er ist auf Andesittuff zurückzuführen. Örtlich führt der Smektit eingelagerten Quarzsand. Smektite aus der Gegend von Leibnitz und Wies sind grau und enthalten tiefbraune Biotitblättchen. In der Gegend von Cilli (Celje) wurde dichten, weißlichen Einlagerungen im Trachyttuff der Name Smektit zuerst gegeben. Was bisher dort erschlossen wurde, ist technisch wenig wertvoll. In *Fohnsdorf* und einigen anderen obersteirischen Kohlenrevieren tritt Bentonit in unmittelbarer Nachbarschaft der Kohlenflöze auf. Der vulkanische Ausgangstuff stammt aus dem rund 150 km entfernten Gleichenberger Vulkangebiet mit Andesit.

In *Ungarn* baut man im Sarmat bei Nagytetyen unterhalb Budapest ein



durchschnittlich 0,5 m starkes Lager guter Qualität ab, das nach den Untersuchungen von M. VENDL aus Biotitdazituff entstanden ist. Andere Vorkommen sind bei Salgo Tarjan. Ein im Wasser zerspringendes dunkles hartes Tongestein von Handlova in der Slowakei erkannte W. SIEGL als kontaktmetamorphosierte Smektit. Kleine Vorkommen besitzt Böhmen bei Brüx und Eger, das erstgenannte steht mit einem Phonolith in Zusammenhang. Ebenso wurden in Polen einige Vorkommen im Torton entdeckt. Etliche Vorkommen sind aus Rumänien beschrieben, ebenso aus Italien. Auch in Bosnien ist Smektit vorhanden. Alle diese Smektite scheinen mit den rings um das pannonische Becken verbreitete Dazit- oder Rhyolith-Tuffen in Beziehung zu stehen.

Hochwertiger quellbarer *Bentonit* wurde zuerst aus der Kreide von Wyoming bekannt. Westlich des Missouri trifft man in vielen Staaten vom Ordovic bis ins Tertiär seine Lager. Auch aus Britisch Columbien, Manitoba, Alberta etc. liegen Funde vor. In Rumänien ist der Bentonit von Talmaciu bei Hermannstadt (Sibiu) quellbar. Auf der Isola di Ponza im Golf von Neapel entdeckte SAVELLI ein Vorkommen, das in Trachyttuffen liegt und tagbaumäßig ausgebeutet wird. Die Zersetzung der Tuffe erfolgte anscheinend von Klüften aus. Er ist von grauer Farbe und etwas erdigem Aussehen, aber hervorragender Qualität. In Steiermark stehen stark quellbare Bentonitlager des Judenburger Miozänbeckens in Verbindung mit Dazituffen.

Die *Fullererde* Floridas wurde in großen Tagbauen gewonnen. Sie ist ein hartes Gestein, trocken von weißer Farbe, splittrigem Bruch und zerfällt nicht in Wasser, klebt stark an der Zunge. An heiße Sodalösung gibt sie Kieselsäure ab, was Smektite und Bentonite nicht tun. Die Lager sind 2–3 m dick und liegen im Oligozän. Später haben Fuller-Erden aus dem Miozän von Georgia jene von Florida zurückgedrängt. Für keine beider Erden konnte die Abstammung von vulkanischem Glas erwiesen werden. Gleiches gilt für viele Vorkommen von *Walkerden*. Manche werden auf Abschwemmungsprodukte von Gabbros zurückgeführt, andere sind Zersatz von Basaltgängen etc. In der Ölundustrie wurden sie alle im letzten Jahrzehnt durch Smektite und Bentonite verdrängt.

Die Verwendung der Smektite und vor allem der Bentonite ist eine sehr vielseitige und nimmt dauernd zu. Ursprünglich wurden sie von Tuchmachern zum Entfetten der Wolle (daher der Name Walkerde) gesucht, auch Öl wird mit ihnen entfärbt. Diesem Zweck dient vor allem die Fullererde von Florida, die bei 100 Grad getrocknet in den Handel gebracht wird. Sie hat gegenüber Smektiten den Vorteil, nur die Hälfte statt des ganzen Eigengewichts an Öl zu adsorbieren und überdies regenerierbar zu sein. Gegenwärtig werden Smektite („Bleighton“) durch Kochen mit Salzsäure „aktiviert“, wodurch ihre Bleichkraft sehr erhöht wird. Die Bleichkraft verschiedener Vorkommen ist verschieden. Die besten sind die feinkörnigen, die weitgehend durch ein 6400-Maschensieb durchfallen. Das gröbere Korn hat, auch wenn es gemahlen wird, nicht die gleiche Bleichkraft wie das natürliche Feinkorn. Naturaktive Smektite sind ungeeignet zum Entfärben von schweren Ölen und Fetten, sowie von Ölen mit hoher Säurezahl.

Durch Aktivierung und Alkalibehandlung wird aus bayrischem Bentonit ein Präparat „Thixoton“ hergestellt, das sehr stark in Wasser quillt und wenn durch Umrühren verflüssigt, schnell wieder geliert. Diese Eigenschaft, „Thixotropie“, ist für die Tiefbohrtechnik für Dickspülungen, namentlich bei Erdölbohrungen, von Wichtigkeit.

Quellbarer Bentonit, wie jener der Isola di Ponza oder jener der Steiermark und die Bentonite von Wyoming besitzen die Thixotropie in mehr oder weniger ausgeprägtem Maße von Natur aus. „Aquagel“ ist ein in USA in großen Mengen für die Tiefbohrtechnik aus Bentonit hergestelltes Präparat. Die Quellbarkeit

der Bentonite findet Anwendung in der keramischen Industrie, bei der Formsandherstellung, Graphittiegelfabrikation etc., um zu formende Massen plastischer zu machen. Bentonit und Smektit sind leicht mit organischen Farbstoffen anfärbbar, weshalb sie auch in der Farbenherstellung gebraucht werden. Als „Alsi-film“ wird aus Bentonit feuerfestes Papier und ein Kautschuckersatz für elektrische Leitungen hergestellt.

Analyse des Bentonits von Fohnsdorf:

SiO<sub>2</sub> 57,44, TiO<sub>2</sub> 0,54, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,84, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,26, MnO 0,25, MgO 2,77, CaO 2,21, Na<sub>2</sub>O 2,27, Wasser 12,64.

*Literatur:* ELISA LEONIDA ZAMFIVESCU, Studium über rumänische Bleicherden. Bucarest. Institutul Geologie al Romaniei 1943. — W. PETRASCHECK, Die Bentonite Deutschlands und seiner Nachbarstaaten. Materie Prime, Roma. Vol. 1944. — M. DERIBERE u. A. ESME, La Bentonite, Paris 1951.

## 11. Kieselgur

Kieselgur, auch Tripel genannt, besteht aus den dünnen Kieselshalen von Diatomeen, weshalb sie auch als Diatomeenerde oder Infusorienerde bezeichnet wird. Sie ist eine lockere, kreibig weiße, feine Erde, die im feuchten Zustande auch gelblich oder grünlich aussehen kann. Bei hohem Bitumengehalt ist sie schwarz und brennt. Aus tieferen Erdschichten kommend, ist sie infolge Kompression dünnstieferig und blättrig und wird dann als Polierschiefer bezeichnet. Diatomeen bevorzugen kühles Meerwasser, sonst klares Süßwasser, das reichlich Kieselsäure, aber keinen Kalk enthält. Diatomeenerde der Vorzeit ist meist in Süßwasserablagerungen anzutreffen, fehlt aber nicht in Meeresablagerungen, darunter solchen, bei denen kein Anhalt für kühles Wasser vorliegt.

Reich an Kieselgur ist Norddeutschland, insbesondere die *Lüneburger Heide*. Unterlöß (7 m dick, weiße, graue und grüne Gur), Munster (6—7 m), Suderberg (3 m) sind bekannte Fundorte. Diese Gur ist interglacialen Alters und von Sanden und Schottern über und meist auch unterlagert. Das Deckgebirge ist wenig mächtig, darum große Tagbaue. Gur- und Deckgebirge sind aber infolge Gletscherstauung mannigfach gefaltet und gestört. Von vergleichsweise geringerer Bedeutung sind die zum Teil unter Basaltdecken erhalten gebliebenen miocänen Gurlager Deutschlands, z. B. des Vogelsberges, sowie die gleichfalls miocänen Polierschiefer an der sächsisch-böhmischen Grenze bei Warnsdorf. Bekannt ist der Pflanzenfundort der Polierschiefer von *Kutschlin* bei Bilin (Bilina) in Böhmen. Er liegt auf der Kreide im Oligocän und wird nicht ausgebeutet. Böhmen gewinnt Kieselgur aus dem diluvialen Moor bei Franzensbad (Františkovy, Lázně), außerdem auch aus dem Süßwassermiocän Südböhmens. (Forbes bei Budweis 8 m dick.) Im tieferen Helvet des außeralpinen Wiener Beckens, also in marinen Schichten, bedeckt das durchschnittlich 8 m starke Lager von *Limberg* ein Areal von einigen Quadratkilometern. Bei Agram wurde Kieselgur im Sarmat von Dolje gefunden. In Serbien wurde solche von Gornje Disan unweit Kavardaci, sowie vom Berge Pulici, w. Zvic an der Cerna Reka bekannt. Ungarn hat Lager im Matragebirge.

Die gewaltigsten Kieselgurlager der Erde liegen in den miocänen Monterey Schiefen von Californien, woselbst summarische Mächtigkeiten von 700 m erreicht werden. Bei Lompac im Santa Barbara District ist ein Lager über 300 m dick.

Die Verwendung der Kieselgur und des gemahlenen und windgesichteten Polierschiefers ist eine vielseitige und beruht vor allem auf seiner Porosität. Sie dient als Isoliermaterial, als Absorbens, z. B. für die Verpackung von Schwefelsäureflaschen, als Träger für Katalysatoren, ferner als Füllmaterial für Gummi u. a. und schließlich auch als feinstes Schleifmittel. Das Raumgewicht und die

von ihm abhängige Wärmeleitfähigkeit sind von ausschlaggebender Bedeutung. Die Ermittlung des Raumgewichtes erfolgt durch Einschütten in eine Kiste von 1 cbm Inhalt nach bestimmter Anweisung. Kleinere Behältnisse geben zu geringe Raumgewichtszahlen.

Kieselgur von Unterlöß, gemahlen, calciniert und trocken:

	rosa Gur	weiße Gur	
Raumgewicht	263 kg/cbm	177,5 kg/cbm	von Limberg
Wärmeleitzahl bei	50 Grad = 0,054	0,040	?
cal/m st	100 Grad = 0,059	0,045	
	300 Grad = 0,077	0,065	0,065—0,077
	600 Grad = 0,103		0,097—0,107
	1000 Grad		0,140—0,150

## 12. Glimmer

Vor allem kommt der *Muskovit*, der Kaliglimmer, in Betracht, von den Magnesiaglimmern (Biotiten) ist der Phlogopit ähnlich dem Muskovit verwendbar, während der dunkle Meroxen teils seiner schlechten Durchsichtigkeit wegen, teils weil er als Elektro-Isoliermaterial des Eisengehaltes wegen nicht verwendbar ist, ausscheidet. Lepidolith wird als Lithiumerz und nicht wegen seiner glimmerähnlichen Eigenschaften abgebaut. Wichtig beim Glimmer ist, daß er möglichst große, glatt und gleichmäßig spaltbare Platten liefert. Er steckt in bis dezimeterdicken Kristalltafeln, deren Durchmesser 30 und 40 cm betragen kann, in manchen Pegmatiten. Ebene und dünne Spaltbarkeit ist die Hauptsache und Freiheit von Einschlüssen, deren häufigste Turmalin, Limonit, Magnetit, Quarz sind. Während des letzten Krieges wurde Glimmergewinnung bei *Plan* (Plana) in Böhmen und im *Lotrutale* in den Transsilvanischen Alpen Rumäniens betrieben. Die alpinen Vorkommen, deren MOHR eine große Zahl aus Steiermark und Kärnten (Koralpe, Stubalpe, Saualpe u. a.) bekannt gemacht hat, leiden darunter, daß die Tafeln von kleinen Knickflächen durchsetzt sind und die Pegmatitgänge ab-sätzig sind. Die Vereinigten Staaten, Indien, Südafrika, Madagaskar sind die Hauptproduzenten. Canada liefert auch Phlogopit. Dieser tritt auf in durch Pyroxenit kontaktmetamorphosiertem Kalkstein in schmalen Calcitgängen, die von Phlogopit-Salbändern flankiert sind. In Europa liefert Schweden und Norwegen Muskowit und zeitweise auch die österreichischen Alpen. Auch Rußland liefert beachtliche Mengen aus Westsibirien. Bei der Glimmergewinnung ist viel Handarbeit erforderlich. Schon beim Schießen ist darauf zu achten, daß die Tafeln nicht unnütz zerrissen werden. Dicke reine Tafeln werden aus den Kristallen ausgeschnitten. Mit der Größe der Platten steigt der Wert sehr stark. Die Tafeln (Tafel- oder Blockglimmer) kommen in den Handel und werden für den Verbrauch in sehr dünne Blätter, von 0,02—0,03 mm, gespalten. Etwa handte-ler-große Folien werden in großer Menge von der Elektroindustrie gebraucht. Die Herrichtung des Glimmers liefert sehr viel Abfall. Kleine Schuppen werden zum Bestreuen von Dachpappen und auch als Zusatz zum Edelperputz von Häusern verwendet. Fein gemahlener Glimmer geht in die Papierindustrie. Große dünne Tafeln dienen als elastisches und feuerfestes Glas. Kleine Schuppen kann man auch durch Vermahlen von Glimmerschiefer gewinnen. Für manche Zwecke ist die Weichheit des Phlogopits bevorzugt. Was man früher in den Ostalpen Serizit nannte, ist ein Leukophyllit oder ein Chloritmineral, das in der Papierindustrie, zum Teil auch in der Keramik verwendbar ist (vgl. Talk).

Die Weltproduktion an Glimmer liegt bei etwa 40.000 to und kommt vor allem aus Indien, dann aus Canada und Süd-Afrika. In Europa liefert Schweden kleine Mengen, ebenso Kärnten.

Der *Vermiculit* gilt als ein Zersetzungsprodukt von Magnesiumglimmer in ultrabasischen Gesteinen. Durch vorsichtiges Erhitzen auf 7—800 Grad C bläht und blättert er sich auf, wobei die dicken kleinen Kristalle des Glimmers wurmförmig anschwellen. In Carolina und Montana wird er schon längere Zeit auf Gängen ausgebeutet. Aus Carolina und Georgia wird berichtet, daß er in gangförmigen Quetschzonen von Peridotit und Pyroxenit auftritt. Viel Beachtung findet der Vermiculit von Kisslinski in Rußland, jedoch ist über die Art des Vorkommens näheres nicht bekannt. Der aufgeblähte Vermiculit ist ein vorzügliches und leichtes Wärme- und Schallschuttmittel. Der russische V. hat roh die Dichte 2,1 und schwillt beim Erhitzen auf das 16- bis 20 fache Volumen an. Als Nichtleiter wird er in der Elektroindustrie verwendet. Hauptproduzenten sind USA, UdSSR und Südafrika.

*Literatur:* H. MOHR, Der Nutzglimmer. Berlin, Gebr. Bornträger 1930.

### 13. Asbest (Amianth)

Es werden Serpentin-asbest (Chrysotilasbest), d. i.  $H_4Mg_3Si_2O_9$  und Hornblende-asbest (Strahlstein oder Aktinolith und Tremolit, d. i.  $CaMg_3Si_4O_{12}$ ) unterschieden. Etwa 90% der Weltproduktion an Asbest sind Chrysotilasbest, der allein die Eigenschaft hat, eine elastische, eventuell spinnbare Faser zu liefern. Für Filterzwecke kommt auch der spröde Amphibolasbest in Betracht, wofür er chemisch schwer angreifbar ist. Der Wert der Chrysotilasbeste ist in hohem Maße durch die Faserlänge beeinflusst. Immer tritt Asbest als Spaltenausfüllung in Serpentin, Peridotit oder Dunit auf.

Bei den Lagerstätten unterscheidet die Praxis Crossfiber, Slipfiber und Massfiber. Crossfiber sind die normalen Spaltenausfüllungen, bei denen die Fasern quer gestellt sind und bei denen die Breite des Ganges für die Faserlänge maßgebend ist. Bei Slipfiber sind die Spalten zugleich Bewegungsflächen und liegen die Fasern ihr parallel, während sie bei Massfiber wirre Massen bilden und ebenfalls tektonisch durchbewegt sind. Die Spalten sind gewöhnlich Schwundrisse und die Ausfüllung auf Lateralsekretion zurückzuführen. Je vollkommener das Gestein serpentinisiert und härter ist, umso besser ist gewöhnlich der Asbest. Die Faser ist kleiner als die Spaltenbreite, oft ist eine Symmetriefuge innen erkennbar, an der die Fasern enden. Serpentin-asbestfasern sind selten über 4 cm lang, meist viel kürzer.

Eine Lagerstätte ist bauwürdig, wenn 3—5% der Serpentinmasse Asbest ist.

Wirtschaftlich am wichtigsten sind die canadischen Vorkommen, die dicht nebeneinander eine Reihe bildend, in der Provinz *Quebec* bei Thetford liegen und von der Asbestos Corporation of Canada, dem größten Produzenten der Erde ausgebeutet werden. Die Tagbaue sind bis 150 m tief. Bis zu 6 cm Faserlänge kommen vor, wenn auch in Crossfiber Asbest 70% kurze Fasern enthalten sind. Die Qualität ist sehr gleichmäßig und der Asbest der Thetford Mine gilt als besonders rein. Die Vereinigten Staaten von Amerika verfügen über wenig Asbest. Jener von Arizona ist besonders eisenarm und hochfeuerfest.

Von großer wirtschaftlicher Bedeutung ist der Asbest *Rhodesiens*. Eine 80 m mächtige Zone ist bei Shabani weithin zwischen dem Dunit und etwas jüngerem Granit verfolgbare. Darunter liegt eine Scherfläche, über der die Serpentinisierung des Dunites am vollständigsten ist. Dieser Serpentin ist kreuz und quer, zum sehr großen Teil aber subparallel zur Schubfläche von Asbestgängen durchsetzt. Mit der Serpentinisierung nimmt auch die Zahl der Gänge ab, die bis zu 15 cm breit werden können. Etwa 40% der dortigen Produktion ist spinnbar. Bis 7 cm Faserlänge kommen vor.

In Europa ist der Asbest von *Cyperm* am bekanntesten. Er liegt im Troodosgebirge etwa 1500 m hoch. Bis zu 6% Rohasbest beträgt die Ausbeute im bauwürdigen Gestein. Sehr alt ist die Asbestgewinnung im Ural bei *Sverdlowsk* (Ekaterinburg) im Gouvernement Perm. Ein 18 km langes und 1 km breites Serpentinegebirge ist vorhanden, das 2–4% Rohasbest enthält, man schätzt 20 Millionen Tonnen. Dieser langfaserige Asbest ist gut spinnbar. Auch im Nordkaukasus und zu Krasnojarsk in Sibirien findet Asbestgewinnung statt. Der erstgenannte ist nur für Eternit geeignet.

Mittel- und Südosteuropa sind asbestarm. Die deutschen Fundorte wie Reichenstein in Schlesien oder Zöblitz in Sachsen sind mehr von mineralogischem Interesse. In den österreichischen Alpen kennt man zum Teil schönen langfaserigen Chrysotilasbest aus der Umgebung von Trieben, hier insbesondere von Oppenberg, dessen Bauwürdigkeit nicht ausgeschlossen sein soll. Auch aus dem Gasteiner Tal ist ein Vorkommen (Inglischberg) bekannt. In Betrieb genommen wurde der massige Amphibolasbest von *Rechnitz* im Burgenlande, der im Paläozoikum im Zusammenhang mit Grünschiefern steht. Er ist überaus kurzfasrig und geht unter dem Namen Mikroasbest. In der Tat ist die Faser als solche nur unter dem Mikroskop erkennbar.

In der Slowakei ist Serpentinasbest bei *Dobschau* (Dobšiná) in Abbau. Ein kleines Vorkommen bei Jolsva (Jelsava) ist Amphibolasbest. In Jugoslawien wird über ein größeres Vorkommen nächst Kopaonik bei Novi Bazar berichtet. Ebenso aus dem Ibartale aus der Nähe von Usce. In Bulgarien wurde weißer Asbest gangförmig bei Ichtiman im Serpentin getroffen. In Rumänien fand sich Asbest im Gebiet von Hatseg.

Für den Wert des Asbestes ist die Elastizität und die Länge der Faser von größter Bedeutung. Asbestgarne und -Gewebe erfordern die besten Asbeste. Kürzere Fasern werden auf Pappe unter Zusatz eines Füllmaterials verarbeitet. Der Schonung der Faser wegen ist Schießarbeit mit Vorsicht anzuwenden und findet bei der Sortierung viel Handarbeit statt. Um das Zerreißen der Fasern zu vermeiden, erfolgt die Zerkleinerung unter Anwendung von Zentrifugen statt. Kurze Fasern werden für Dichtungsplatten wie Klingerit verwendet. Noch kürzere werden in großer Menge für Eternit, der zu  $\frac{2}{3}$  aus Zement und  $\frac{1}{3}$  aus Asbest besteht, verarbeitet.

Nur das Ausbringen, nicht der Augenschein, geben Anhalte über die Ausbeute.

Es werden folgende Ausbeute-Klassen unterschieden:

	Zoll	mm
Crude 1:	— 1	25,4
Crude 2:	$\frac{3}{8}$ — 1	9,5 — 25,4
spinning:	$\frac{3}{8}$ — $\frac{1}{2}$	9,5 — 12,7
Shingle:	$\frac{1}{4}$ — $\frac{3}{8}$	6,3 — 9,5
paper:	$\frac{1}{8}$ — $\frac{1}{4}$	3,1 — 6,3
shorts:	$\frac{1}{16}$ — $\frac{1}{8}$	1,5 — 3,1

Hauptproduzenten sind Canada, Rhodesien, Rußland und Cyperm.

*Literatur:* Aabest, seine Fundstellen, Gewinnung, Aufbereitung und Verarbeitung, herausgegeben von BECKER und HAAG, Berlin SW 11 (1937). — W. J. SINCLAIR, The valuation of asbestos. Mining Magazine 1940.

## 14. Traß

*Traß* (Pumice) ist eine glasreiche rhyolitische Lava oder ein entsprechender saurer Tuff. Er wird als Betonzuschlag verwendet, der das Gewicht vermindert und das Abbinden beschleunigt. Große Lager finden sich z. B. auf den Liparischen

Inseln, im Rheinland, Californien und an anderen Stellen eines rhyolitischen Explosivvulkanismus.

### 15. Perlit

*Perlit* ist wasserhaltiges Glas von der Zusammensetzung des Obsidian ( $\text{SiO}_2$  um 73%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  um 13%, Alkalien um 7%, Wasser um 6%). Bei rascher Erhitzung dehnt er sich auf ein Mehrfaches seines Volumens aus. Er wird als Leichtbetonzuschlag und Isoliermittel verwendet. Hauptproduzenten sind Arizona und Japan. Bedeutende Lager enthält die griechische Insel Milos.

### 16. Kalkstein

Hier werden nur jene Kalke und Dolomite betrachtet, die nicht als Baustein oder Bruchstein Verwendung finden.

Meist ist der Kalk nicht chemisch rein, sondern enthält neben Calcit auch mehr oder weniger Eisen- und Magnesiumkarbonat, Kieselsäure, Tonerde u. a. Ein Gemenge von Kalk und Ton ist der Mergel und solche Mergel werden in großer Menge in der Zementindustrie gebraucht. In kalkarmen Gegenden werden schwache Kalksteinflöze auch zur Beschaffung von gebranntem Kalk bergmännisch gewonnen.

Kalke mit 99% und mehr an Calciumkarbonat sind nicht häufig. Aus den Alpen und Karpaten sei der Tithonkalk erwähnt, der auch unter dem Namen Stramberger- oder Plassenkalk bei den Geologen bekannt ist. Er bildet tektonische Klippen und ist darin in großen Steinbruchbetrieben erschlossen. Auch manche Devonkalke in Böhmen sind sehr rein.

	Nikolsburg, (Mähren)	Stramberg, Mähren	Koneprus, Böhmen	Schwarzau, Nieder-Österr.
$\text{CaCO}_3$	99,26	99,20	99,39	99,50
$\text{MgCO}_3$	0,42	0,38	0,67	0,36
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$	0,32	0,32	0,09	0,04
Unlöslich	0,10	0,12	0,05	0,03

Lebende Korallen, aber auch Crinoiden weisen schon von Natur aus 10 bis 14% Magnesiumkarbonat auf. Kalkstein und Dolomit, soweit sie nicht schon am Gewicht erkennbar sind, werden im Schlagpulver des Hammers am geringen Aufbrausen des Dolomits mit Salzsäure unterschieden. Verwachsung beider Karbonate kann im polierten Anschliff mit sehr verdünnter (1:10) Salzsäure erkannt werden. Da der Dolomit häufig eisenhaltig ist, kann Hinzufügen von etwas Ferrozyankali zur Säure nützlich sein, um Blaufärbung des Dolomits zu erzielen. Ein Tropfen zehnpromzentiger Eisenchloridlösung gibt auf Kalk langsame Blasenentwicklung und hinterläßt einen leicht bräunlichen Fleck. Dolomit gibt keine Reaktion und Färbung.

Dichte nach B. LE ROY MILLER:

Kalkspat: 2,72, Kalkstein: 1,87—2,69, je nach Porosität, Mittel: 2,64  
Dolomitspat: 2,86, Dolomit: 2,69—2,90, je nach Porosität, Mittel: 2,72

Reiner Kalk wird gebraucht von Sodafabriken, für die Herstellung von Calciumcarbid und Chlorcalcium, zur Gasreinigung, in der Gummifabrikation, bei der Herstellung von Seife, Kerzen, Glyzerin, zum Entsäuern von Ölen, in der Zucker-, Papier- und Farbenfabrikation, für Kalkstickstoff und zur Wasserreinigung.

Die Zementfabrikation verbraucht die größten Mengen von Kalk. Fast aller Kalkzement ist Portlandzement. Ein dafür geeigneter Kalk soll 75%  $\text{CaCO}_3$  und 12—15%  $\text{SiO}_2$ , sowie ebensoviel  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  enthalten. Magnesium-

karbonat ist unerwünscht und soll keinesfalls 5%, womöglich nicht 2% übersteigen. Es gibt hie und da Kalkmergel, die genau dem verlangten Mischungsverhältnis entsprechen. So baut man in Kirchbichl in Tirol neben anderen Mergeln auch eine 5—6 m dicke Bank von Portlandmergel stollenmäßig in einem großen Bergbau ab. Öfter ist es, daß die Mischung verschiedener miteinander wechselagernder Bänke zufällig das gewünschte Durchschnittsergebnis ergibt. Die ständig steigenden Qualitätsansprüche der Bautechnik, die Notwendigkeit der Garantien, sowohl bzw. physikalischer Eigenschaften, wie in der Abbindezeit haben jedoch immer mehr dazugeführt, an die Stelle natürlicher Gemische, möglichst reine und gleichmäßige Kalke mit entsprechenden Tonmengen zu versetzen. Auch nimmt die Aufbereitung, insbesondere die Flotation des Zementrohmaterials immer mehr zu, da sie es ermöglicht, z. B. unwillkommenen Quarz vor der Feinmahlung auszuschneiden und billiger ein homogenes Feingemenge zu erzielen.

Die gemahlene Zementmasse wird in Dreh- oder Schachttöfen bis zur Sinterung gebrannt und später feinst gemahlen, zugleich mit etwas Gips versetzt. Da der gebrauchsfertige Zement durch Lagern an Qualität verliert, ist die Zementfabrikation ein saisonbedingter Betrieb.

Der turone Plänerkalk von Oppeln in Schlesien und von Lengerich in Westfalen sind zur Portlandzementfabrikation sehr geeignet. In Dalmatien sind es Kalke im Flysch, sonst eocäne Knollenmergel, die z. B. bei Split in großem Maßstabe auf Portlandzement verarbeitet werden. Die Kalke der Kalkalpen sind meist mehr oder weniger dolomitisch und seltener geeignet. Immerhin ist das der Fall bei reinen Kalken der ladinischen Stufe, gewissen cretacischen Fleckenmergel, auch Dachsteinkalken. Ungarn verarbeitet letztere in Großbetrieben bei Tatabanya, die Tschechoslowakei devonische Kalke des Barrandiums, turone Pläner bei Teplitz und Lobositz (Lovosice), sowie Jurakalke der mährischen Klippenzone oder der Umgebung von Brünn (Brno). In Polen dient Muschelkalk bei Sczakowa und Jurakalk bei Trzebinia und Krakau der Zementfabrikation.

Reine und weiche Kalke, wie der Leithakalk von Müllendorf im Burgenlande Österreichs werden fein vermahlen an Stelle von Kreide als weiße Farbe zum Tünchen der Häuser verwendet und dienen auch mit gewissen Zusätzen als Futterkalk.

*Kieselkalke* recht wechselnder Zusammensetzung werden auf Mineralwolle zu Isolierzwecken verarbeitet.

## 17. Dolomit

*Dolomit* wird von Eisenwerken als Stampfmasse für die Böden von Öfen verwendet und ersetzt dabei bis zu gewissem Grade Magnesit-Stampfmasse. Dieser Dolomit wird bei Temperaturen von 1500—1600 Grad totgebrannt. Oft ist es gut, die Stampfmasse vor Gebrauch zu wässern, um eventuell zurückgebliebenen CaO-Gehalt zu beseitigen. Geeignete Dolomite sollen das normale Ca-Mg-Verhältnis haben, dazu einen kleinen Kieselsäuregehalt (bis 6%) und Tonerde- sowie Eisenoxydgehalt (je bis 5%) aufweisen. Die westfälische Eisenindustrie verwendet devonische Dolomite, jene Oberschlesiens den erzführenden Dolomit der Trias.

## 18. Lithographischer Schiefer

Plattenkalke von besonderer Kornfeinheit und Gleichmäßigkeit finden als *lithographischer Schiefer* Verwendung. Größter Beliebtheit erfreut sich der lithographische Schiefer von Solenhofen nicht nur als eigenartige Fundstätte einer reichen Fauna, sondern auch als Stein von kaum erreichter Qualität. Von dem

Material, das in den großen Steinbrüchen gewonnen wird, kommen günstigenfalls etwa 10% als Lithographenstein in Betracht, das andere, soweit es nicht zum Dachdecken oder als Fußbodenbelag und dergleichen Verwendung findet, wandert auf die Halde. Der Stein muß ebenflächig und gleichmäßig dicht aber doch etwas porös sein, muscheligen Bruch aufweisen, frei von Calcitadern sein, weil diese den Farbstoff nicht in gleicher Weise aufsaugen, dazu muß er große Druckfestigkeit, 300 kg/cm<sup>2</sup>, aufweisen. Das ist der Grund, warum so manches Vorkommen, auf das Hoffnungen gesetzt wurden, versagt hat. Platten von 5 cm Dicke geben Formate von 14 × 16 cm, während für Lithographensteine von 125 × 170 cm die Dicke von 10 cm erforderlich ist. Eine nennenswerte Produktion weist noch Georgien auf, woselbst zu Amlivi, 24 miles von Tiflis, geeignete, cretacische Kalke Platten bis 110 × 145 cm liefern, mit einer Korngröße von nur 3–4  $\mu$  bei einer Ausbeute von 70%. Nachrichten liegen auch aus Oberitalien vor über Plattenkalke im Eocän der ligurischen Fazies von Aglio im Val Primo. Die Vereinigten Staaten von Amerika verwenden auch Steine von Brandenburg in Kentucky.

### 19. Gips und Anhydrit

Gips (=  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , Dichte 2,3) und Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ , Dichte 3) sind ebenfalls Bildungen der salinaren Fazies, also chemische Ausscheidungssedimente aus eintrocknenden Wasserbecken. Vielfach, aber nicht immer, treten sie in Verbindung mit Salz auf; denn die Eindampfung braucht nicht bis zur Salzabscheidung gediehen sein oder aber es kann ein vorhanden gewesenes Salz wieder weggelöst worden sein, was z. B. bei Gips-Anhydritvorkommen in metamorphen Serien denkbar ist.

Gipslager sind durch ihre Dolinen und Erdfälle auch dort, wo sie oberflächlich verlettet sind, leicht zu erkennen.

Die Verwertung dieser beiden Gesteine, besonders des Gipses ist mannigfach. 70% der Gipserzeugung ist für die Bauindustrie bestimmt. Die wesentliche Eigenschaft des Gipses ist die, daß er gebrannt das verlorene Wasser wieder aufnimmt und dabei rasch bindet. Der mäßig gebrannte Stuckgips ist ein Halhydrat, der Estrichgips ist völlig entwässert. Auch als Zusatz zu Zement wird Gips zwecks Regulierung des Abbindens verwendet. Besonders reiner, weißer Gips wird als Alabaster in der Bildhauerei und im Kunstgewerbe sowie in der pharmazeutischen Industrie benötigt. Unreiner Gips ist ein Düngemittel. Seit dem ersten Weltkrieg werden Anhydrit und Gips auch zur Schwefelsäureherstellung herangezogen; der Anhydrit ist hierfür sogar geeigneter, da beim Reduktionsvorgang mit Kohle nicht das Wasser mitgeschleppt werden muß. Für diesen Zweck ist carbonatfreier Anhydrit erforderlich.

Gips für die Zementindustrie soll mindestens 75%, besser 80%,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  enthalten; die Lieferung soll gleichmäßig sein. Stukkaturgips hat 93%. Alabastergips für die Kunststoffindustrie muß vor allem rein weiß sein. Modellgips und Gips für die pharmazeutische Industrie soll 99% enthalten. Gips und Anhydrit für die Schwefelsäureherstellung darf höchstens 3% Mg führen; es muß geachtet werden, ob allfällige Dolomiteinschlüsse in feinstverteilter Form im Grundgewebe des Gipses oder Anhydrits erscheinen.

Ein großer Teil der Gipslagerstätten sind Hutbildungen am Ausbiß von Salzlageren. Das gilt z. B. für die großen Vorkommen von Zechsteingips am Südrand des Harzes bei Osterode und *Nordhausen* oder bei Lüneburg. Die beiden erstgenannten Lagerstätten gehen in der Tiefe in Anhydrit über. Zechsteingips ohne Verbindung mit Salz wird im Tiefbau bei Löwenberg in Niederschlesien gewonnen, Rötgips in Thüringen, Keupergips bei *Windsheim* in Franken. Quali-



tativ für die Bauindustrie sehr geschätzt ist der oligozäne Gips vom Montmartre im Pariser Becken, weil er 10–20%  $\text{CaCO}_3$  und lösliche Kieselsäure enthält und dadurch härter abbindet.

In den österreichischen Alpen tritt Gips häufig als Einschaltung der Werfener Schiefer auf. Das größte Vorkommen dieser Art ist das von Kuchl in Salzburg, wo Gips, Anhydrit und Haselgebirge eine steil eingemuldete Deckscholle der Hallstätter Decke auf einer tieferen Decke aus Jura und Unterkreide bilden. Dieser sehr gute und reine Gips enthält nur 0,8%  $\text{MgO}$  und 1,7%  $\text{SiO}_2$ . Weitere große Gipsvorkommen in den Werfener Schiefern der Ostalpen liegen bei Puchberg am Schneeberg und am Grundlsee, woselbst vorwiegend Anhydrit gewonnen wird.

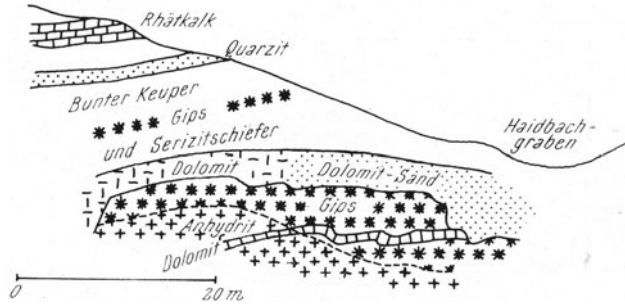


Abb. 119. Profil durch das Gipslager in der metamorphen Trias des Semmering. Schräge Kreuze Gips, aufrechte Kreuze Anhydrit. (Nach K. H. NEUNER.)

In der halbmetamorphen Obertrias der Alpen liegen die bis 20 m mächtigen Gipslager von Schottwien am Semmering, deren Hangendes ein durch tertiäre Höhleneinflüsse umgeschwemmter Dolomitsand bildet, welcher seinerseits von bunten Serizitphylliten überlagert wird (H. NEUNER). Bei Reutte in Tirol wird Gips aus den Raibler Schiefern gewonnen. Die alpinen Gipslager gehen bei 20 bis 30 m Tiefe in Anhydrit über.

Die Slowakei enthält Gipslager in den Werfener Schiefern des Waagtales. In Bulgarien werden jährlich einige tausend Tonnen aus Jungtertiärschichten nördlich von Haskovo gewonnen. Die rumänischen Gipse stammen vorwiegend aus der miozänen Salzformation; meist wechselt der Gips mit tonigen Zwischenlagen. Bei Marlocea in der Muntenia wird Alabastergips abgebaut.

Große Gipslager werden im Unter-carbon von Neu-Schottland und Quebec sowie im Staate New York ausgebeutet. In Kansas-Oklahoma wird ein umgelagerter, lockerer „Gyps-site“ gewonnen.

## 20. Schwefel

Wenn auch der Pyrit das wichtigste Schwefelerz ist, so wird doch auch elementarer Schwefel in großen Mengen der Nutzung zugeführt. Solcher „gediegener Schwefel“ findet sich oft in Gips und ist aus dem Sulfat durch Reduktionsprozesse entstanden. Überdies tritt er in der Natur als Sublimationsprodukt in vulkanischen Kratern „Solfataren“ auf, selten als Absatz von Schwefelquellen oder als Produkt der Zementation auf Kieslagerstätten.

Alle Vorkommen, die mit Gips in Verbindung stehen, sind aus diesem unter dem Einfluß von Bitumen, Erdöl oder Erdgas gebildet worden, wobei das Sulfat reduziert wurde und gediegener Schwefel und Calciumcarbonat entstanden. Es ist nicht notwendig, daß wie in Texas und Louisiana heute noch die Bitumina in beträchtlicher Menge auftreten. Manchmal zeigt der Schwefel mit dem Gips und dem daraus entstandenen Kalk nur an, daß im benachbarten Gebiete Erd-bitumina spurenweise vorhanden waren und in der Tiefe erwartet werden dürfen (Sizilien, Polen). Einst wurde Schwefel in verschiedenen Ländern in vielen kleinen

Bergbauen gewonnen. Nach und nach wurden diese durch den sizilianischen Schwefel verdrängt und seit langem wird auch dieser durch den Schwefel des Golf von Mexiko aus den Küstenniederungen von Texas und Louisiana überflügelt.

Der Schwefel der *Golfgebiete* in USA tritt im Gipshut von diapirenen Salzstöcken auf, die von miocänen und pliocänen Tonen und Sanden überlagert und ummantelt werden. Der schwefelführende Gips ist 40 bis 120 m dick und

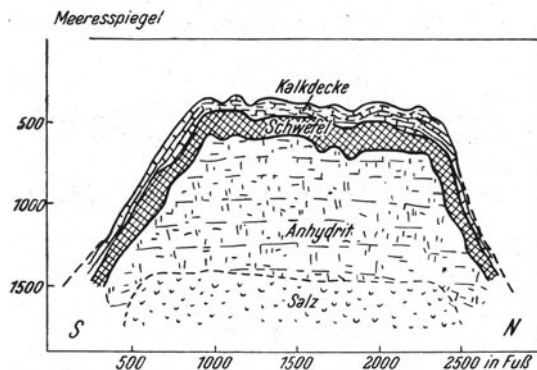


Abb. 120. Schwefelführung in cape rock des Sulphur Salt Domes am Golf von Mexiko. (Nach K. K. KELLY.)

teilweise in porösen Kalk oder Dolomit umgewandelt. Ihm ist der Schwefel unregelmäßig eingesprengt, oft in Linsen und Lagern, seltener in Spaltenausfüllungen. Der Gehalt liegt bei 20–40%, kann auch auf 70% steigen. Zu oberst liegt eine bis 30 m dicke Kalkdecke, cape rock, ohne Schwefel. Darunter folgt Kalk mit Schwefel und Gips. In dem Maße, als der Schwefel und Kalkgehalt abnimmt, steigt der Gipsgehalt. Tiefer folgt massiger Gips, dann das Salz. Der Kalk ist deutlich

bituminös. Obwohl man über 200 ölführende Salzdomen kennt, kommen doch nur 9 für die Schwefelproduktion in Betracht, von denen drei ausgebeutet werden. Die ganze Schwefelzone ist in SW-Richtung 225 miles lang.

In der Grafschaft Calcasieu (Louisiana) liegt der Sulphur Salt Dome (Abb. 120), dessen Schwefelgebiet 12 ha groß ist. Am größten ist der Big Hill bei Matagorda City, Texas, der 1300 m Durchmesser hat und auf 10 Millionen Tonnen Schwefel geschätzt wird.

Das Abteufen von Schächten erwies sich in dem schwimmsandführenden Deckgebirge als schwierig und kostspielig, so daß man seit langem dazu überging, den Schwefel aus Bohrlöchern in geschmolzenem Zustande zu fördern (Frasch Prozeß). Die Bohrlöcher sind 150–300 m tief und mit drei Rohrkolonnen ausgestattet. Durch die innerste wird komprimierte Luft und außen überhitztes Wasser (175°) eingedrückt, um den Schwefel in der Erde zu schmelzen (Schmelzpunkt 116°), der geschmolzene Schwefel wird durch die umgebende Rohrtour zutage gedrückt. Jedes Bohrloch hat beschränkte Lebensdauer. Manche Löcher am Big Dome haben 100.000 to geliefert.

Auch das *sizilianische* Schwefelgebiet bei Caltanissetta ist einer erdgasführenden Zone benachbart. Es weist nachstehende Schichtfolge auf:

Pliocän: Foraminiferen Mergel („Trubi“).

Ober Miocän = Serie gessoso solfifera: Gips bis 100 m, salzführender, dunkler Ton („Tufi“) 0,5–1 m dick, Schwefel und Kalk.

Massiger Kalk mit *Pecten aduncus*.

Sarmat: Polierschiefer und marine Mergel.

Torton: Korallenkalk.

Der Schwefel liegt in mergeligem Kalk, der, wenn er schwefelfrei ist, etwas bituminös und salzig ist. Einige solche schwefelführende Flöze von 4 bis 7 m Dicke sind vorhanden, getrennt durch Ton- und Gipschichten. In den zum Teil geneigten Schichten geht der Bergbau bis 250 m tief. Die geförderte Erde

hat 20–40% Schwefel, unter 20% wird nicht gewonnen. Die Gruben liefern aus ihren Ringöfen einen Rohschwefel, der in Raffinierwerke kommt.

Noch an mehreren Orten Italiens ist Schwefel bekannt, so auch in Romagna w. Rimini, wo ein 2 m dickes Flöz mit Kalk und Gips 10–20% Schwefel liefert.

In *Polen* wurden die Vorkommen von Czarkowy nächst der Nidamündung und von Posadza 20 km nö. Krakau bearbeitet. In beiden Fällen liegt nahe über dem Kreidemergel, durch 1–2 m Ton getrennt, miocäner Gips. Er streicht in Posadza 8 m dick aus. Seine untersten 2–3 m haben den meisten Schwefel und sind zugleich stark von Kalk durchsetzt. Die Umwandlung ist schichtweise verschieden intensiv. Zum Teil tritt der Schwefel auch auf Klüften auf. Gebaut wurde das Lager bei 6–10% Schwefelgehalt. Das durchschnittliche Ausbringen war 6%. Vorhanden sind noch 10–12.000 to Schwefel. In Czarkowy sind die Schichten mehr (15–20 Grad) geneigt. Der Gips ist ca. 20 m dick. Die Umwandlung verschieden, aber wieder im untersten Teil am stärksten (Abb. 121).



Abb. 121. Schwefelführendes Gipslager an der Basis des Jungtertiärs in Posadza bei Krakau. T = Tegel, G + S = Gips und Schwefel.

Polen baute einst auch bei Swoczowice unweit westlich Wieliczka Schwefel ab, der im helvetischen Salzton in einer 2 m dicken Schicht als Imprägnation und in Knollenform auftrat. Sehr bedeutend sind die nach dem Kriege aufgeschlossenen Schwefellager im Gebiet von Tarnobzeg. Auch in Kroatien wurden im Jungtertiär südlich des Ivanscica-Gebirges in Radoboj 2 Flöze von 20–40 cm Dicke abgebaut, weil der bituminöse Ton nuß- bis kopfgroße Schwefelknollen führte. Die Entstehung dieser Schwefelknollenflöze ist noch ungeklärt.

Als Absatz heißer Quellen gilt der Schwefel von Wyoming, wo in einem 2 miles langen und  $\frac{1}{4}$  ml breiten aus Kalk und Travertin gebildeten Streifen in unregelmäßigen Massen bis 30–50% S vorhanden sind, die tagbaumäßig gewonnen werden.

Schwefel vulkanischen Ursprungs wird vor allem in *Japan* und *Chile* gewonnen. Alunitisierte Tuffe in alten Kraterseen oder Schlamm, der mit Schwefel vermischt ist und an Abhängen liegt, werden in Hokkaido ausgebeutet. Bei einer nach 45 Jahren Pause erfolgten Eruption des Vulkans Siretoko-Jōsan floß ein 1500 m langer und 20–25 m tiefer Strom aus geschmolzenem Schwefel mit Dampf und heißem Salzwasser den Abhang hinab, der bis zu 99,9% Schwefel enthielt, welcher Schwefel aus imprägnierten Andesitagglomeraten durch den Dampf der Eruption ausgeschmolzen war (WATANABE). In *Chile* werden an den Flanken und im Krater von Vulkanen auftretende, oberflächliche oder mit Asche bedeckte bis 3 m (am Tacore 25 m) dicke Lager, deren Schwefelgehalt durchschnittlich 75% beträgt, ausgebeutet und hauptsächlich als Schwefelblume in den Handel gebracht. Man schätzt, daß 3,5 Millionen Tonnen Schwefel vorhanden sind. Aber schon 60%ige Vorkommen lohnen nicht mehr. An Solfataren bei Neapel (Puzzuoli und Atrio de Cavallo) finden ebenfalls eine ganz bescheidene Schwefelproduktion statt. In den Vulkaniten der Insel Milos liegt eine kleine Schwefelgrube.

In der Wüste Karakum östl. des Kaspisees liegen in flach lagernden Sanden und Sandsteinen postsarmatischen Alters nahe an der Oberfläche Sande, deren Bindemittel Schwefel ist. Sie werden 4–15 m dick. An der Oberfläche sind sie oxydiert. Im türkischen Vilajet Aidin wird eine Erde mit 40% Schwefel tagbaumäßig ausgebeutet.

Schwefel in der Zementationszone von Kieslagern ist ein ziemlich seltener

Fall. WURM beschrieb dies von Paffenreuth im bayrischen Fichtelgebirge. Einige Zentimeter dicke aus Pyrit und Schwefel bestehende Streifen liegen in einer Zone von etlichen Dezimetern Höhe.

Vielseitig ist die Verwendung von Schwefel. Nur in USA wird mehr Schwefelsäure aus Schwefel als aus Pyrit hergestellt. Im übrigen wird gediegener Schwefel in der Landwirtschaft, in der Gummiindustrie namentlich zum Vulkanisieren, in der chemischen Industrie (Schwefelkohlenstoff als Lösungsmittel), zur Zündholzfabrikation, für säurefeste Zemente u. a. m. gebraucht.

Der Schwefel aus den Öldomen ist ölhaltig u. zw. anfänglich bis 0,2%. Schwefel mit 0,1–0,2% Öl brennt schlecht, bzw. nur in besonderen Öfen. Meist liegt bei älteren Bohrlöchern der Ölgehalt bei 0,01–0,04%. Der in der Erde geschmolzene Schwefel wird in gewaltigen, aus Holz gezimmerten Reservoiren aufgestapelt und nach dem Erkalten für den Gebrauch heruntergeschossen. Als Mehl soll er zu 95% unter 100 Maschen sein. Schwefelblüte, die namentlich auch im Weinbau begehrt ist, erzielt etwa den doppelten Preis des körnigen Schwefels. Groß ist die Schwefelgewinnung aus französischem Erdgas.

## 21. Baryt (Schwerspat) und Witherit ( $\text{BaCO}_3$ )

*Baryt* ist häufige Gangart auf Blei-Zink- und Fahlerzgängen. Meist jedoch ist dieser Baryt wirtschaftlich von kleinster Bedeutung. Für den Fahlerzbau *Brixlegg* in Tirol ist der Baryt das Hauptprodukt. Häufiger verarmen solche Erzgänge und sind dann noch als Barytgänge von Bedeutung. Am Kitzbühler Horn in Tirol setzen in dem gleichen Dolomit, der in Brixlegg erzführend ist, weithin verfolgbare 1–2 m mächtige Gänge sehr reinen Baryts auf. In Südtirol ist der Mte. Calisio bei Trento zu nennen. In *Oberzeiring* (Steiermark) sind die obersten Partien von silberhaltigen Blei-Zinkgängen als mächtige Barytstöcke entwickelt. Am Semmering werden untertriadische Quarzite nahe der Grenze des auflagernden Kalkes von Barytgängen durchzogen. In Mähren liegen solche Vorkommen bei Bennisch (Horní Benešov) und Müglitz (Mohelnice). Ein Gang auf der Kwetnica bei Tischnowitz (Tišnov) wird ebenfalls ausgebeutet. Bei Gottesberg im Waldenburger Kohlenrevier, Niederschlesien, werden die einst ihrer Blei- und Fahlerze wegen bearbeiteten Gänge jetzt des Baryts wegen abgebaut. Ansehnliche Schwerspatgewinnung hat *Thüringen* (Thal, Gehren, Gräfenrode) dort, wo die Spalten den Zechsteinkalk durchsetzen. Auch im Schwarzwald, Odenwald und Spessart ist Gangbergbau in Betrieb. In Nentershausen bei Sontra in Hessen setzt im Zechstein und Rotliegenden ein mehrere Kilometer langer Gang von feinkristallinem bis dichtem Baryt auf, der im Bereich des Kupferschiefers sparsam etwas Ni und Co Erz führt, sonst aber sehr rein ist. Er erreicht im Rotliegenden 18 m Mächtigkeit. Die Gänge von Schmalkalden führen in der Mitte und mit der Tiefe zunehmenden Fluorit. Am Rösteburg im Harz kommt es zur Verdrängung von Zechsteindolomit, wobei der Baryt weniger rein ist. Verdrängungslagerstätten werden auch in Belgien und den Vereinigten Staaten ausgebeutet. Die Gänge in Northumberland und *Durham* haben 99% und mehr Bariumsulfat. Sehr reinen Baryt hat Kroatien im Hinterlande von Fiume. Die sehr reinen Gänge im deutschen Buntsandstein reichen gewöhnlich nur in geringe (etwa 50 m) Tiefe. Zunehmende Verquarzung mit der Tiefe ist sonst nicht selten. Im Gangbergbau ist eine Breite von 2 m für die Bauwürdigkeit wünschenswert.

Als 1,5–6 m mächtiges Lager tritt Baryt in *Meggen* (Westfalen) auf u. zw. an Stelle des Schwefelkiesflözes als Bildung seichten Wassers (vgl. S. 87). Dieser Baryt ist grau, feinkörnig bis dicht und bituminös. Als Reduzierspat ist er geschätzt.

Auf der griechischen Insel *Milos* sind pliocäne vulkanische Tuffe an mehreren

Stellen zu mächtigen Lagern und Stöcken von metasomatischem Baryt umgewandelt. Das z. Z. gebaute Material hat 90–95%  $\text{BaSO}_4$ , doch sind besonders große Vorräte von 50–80%igem Baryt vorhanden. Gegenwärtige Jahresproduktion 50.000 to (Abb. 122).

*Witherit* wird in der Settlingsstones mine in Hoxham, Northumberland gewonnen. Der im Karbon aufsetzende 1,2–4 m mächtige Gang wird dort gebaut,

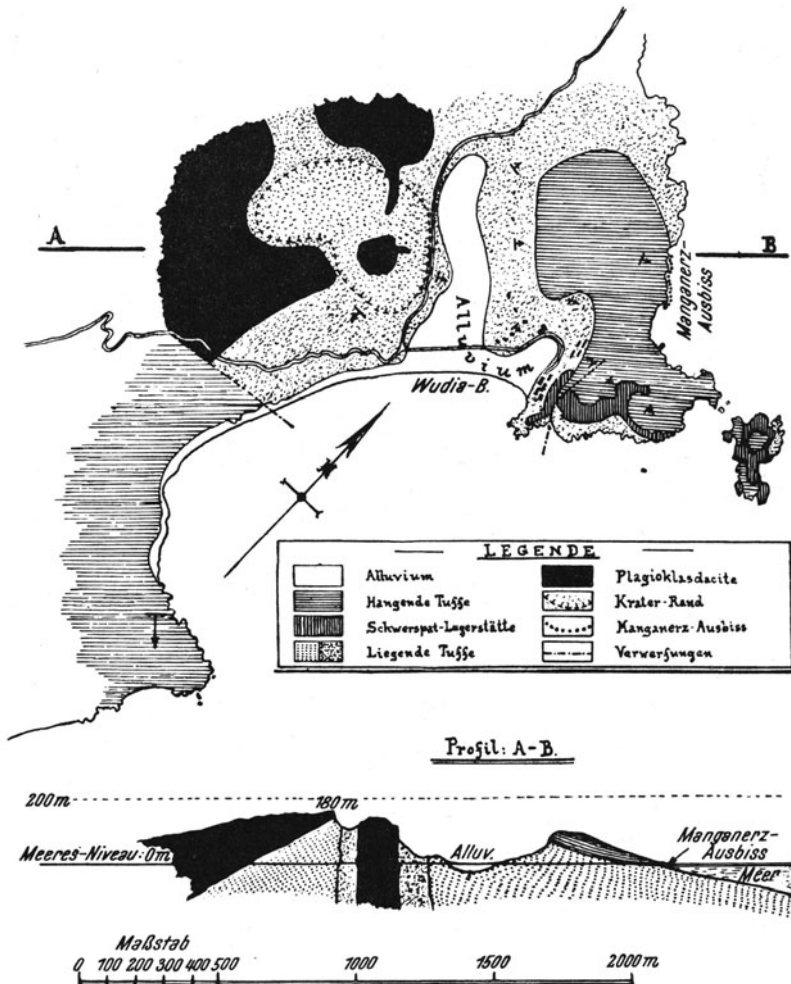


Abb. 122. Barytlagerstätte von Kavos-Pilonissi auf Milos. (Nach O. WOLLACK.)

wo der doleritische Whinsill gequert wird. Geliefert wird feingemahlener Witherit mit 95%  $\text{BaCO}_3$ . Die Jahresproduktion, 10–15.000 to, kann noch für 25 Jahre hinreichen. Von Rußland wird aus Turkmenien gemeldet, daß in Arnathylen Bedarfsdeckung möglich sei.

Baryt wird seiner weißen Farbe wegen verwendet als Zusatz zu Luxuspapier und anderem Papier, das schwer sein soll, ferner als Füllmaterial in der Kautschukindustrie. Da die Röntgenologen für die medizinische Diagnostik eine Garantie für eine Mindestzeit von 15 Minuten für den Beginn der Sedimentation verlangen, wird dort nur chemisch gefälltes Bariumsulfat verwendet. Solches

wird auch der größeren Deckkraft wegen dem allerfeinst gemahlenen Baryt bei der Herstellung von Blancfix (Permanentweiß) vorgezogen. Für diese u. a. Zwecke nimmt die chemische Industrie beträchtliche Mengen reinen Baryts und Witherits auf. Da letzterer selten ist, wird Baryt durch Brennen mit Kohlenstoff reduziert. Als solcher Reduzierspat ist dichter Baryt, vor allem jener von Meggen viel beliebter als spätiger Baryt, bei dem mitunter noch ein störender Wassergehalt beanständet wird. Eisenschüssiger Baryt wird mitunter durch Kochen mit Schwefelsäure gereinigt.

Groß ist ferner der Bedarf der Tiefbohrtechnik an fein gemahlenem Baryt zum Beschweren von Dickspülungen, wobei die Reinheit keine Rolle spielt. Groß ist ferner der Barytbedarf für die Fabrikation von Lithopone, eine aus Zinksulfid und Bariumsulfat bestehende weiße Farbe. Auch hierfür ist der Meggener Reduzierspat sehr beliebt. Größte Reinheit ist nicht erforderlich.

	BaSO <sub>4</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	SiO <sub>2</sub>	Glühverlust		
Baryt Kitzbühel	99,27	0,19	0,06	0,03	0,24	0,21		
Witherit	BaCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	BaSO <sub>4</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Kohle
Northumberland	91,25	1,60	0,30	4,10	0,25	0,5	1,13	0,55

Auch beim Witherit verlangt man, daß er frei von Erzen ist.

## 22. Fluorit (Flußspat)

Fluorit ist nicht seltene Gangart der Blei-Zink-Erze und kann durch Flo-tation recht rein gewonnen werden. In der bayrischen Oberpfalz (Wölsendorf), in England bei Durham und Derbyshire, auf Cornwall, im französischen Zentral-plateau und in Illinois findet ansehnliche Produktion aus Gängen statt, deren Erzgehalt nebensächlich ist. Rabenstein im Sarntal (Südtirol) ist ein kleines Vorkommen, das auch etwas wasserklaren Fluorit liefert, der für die optische Industrie gesucht ist. Die Gangmächtigkeiten liegen z. B. in Frankreich zwischen 60 cm und 6 m. Große Vorräte werden aus Rußland gemeldet. Viel hochwertigen Fluorit liefern Gänge ähnlicher Mächtigkeit, die in einem Alaskit-Granit Batholithen aber auch in angrenzenden Rhyolith-Porphyr Sills von Neu-Fundland auftreten. Flußspatgänge sind ab 40% Fluorit bauwürdig.

Verwendung vor allem in der Hüttenindustrie, weil Schlacken leicht schmelzbar werden, ein kleiner Teil in der Email-Industrie und noch kleiner ist der Bedarf der chemischen Industrie für Flußsäure etc. Folgende Qualitätsansprüche sind Norm in Frankreich:

	Metallurgie	Säurefabriken	Email
CaF <sub>2</sub>	80—85%	98—98,5 %	95—96%
SiO <sub>2</sub> max.	5— 6%	1— 1,5 %	2— 3%
CaCO <sub>3</sub>	—	1,25%	1%

Die amerikanischen Normen sind toleranter.

*Literatur:* K. C. DUNHAM, Fluorspar London 1953. — G. EINECKE, Die Flußspat-lagerstätten der Welt, Düsseldorf 1956.

## 23. Quarz

Der kristallisierte Quarz, Bergkristall, wird in der optischen Industrie und in der Feinmechanik gebraucht. Das Hauptverwendungsgebiet aber beruht auf der piezoelektrischen Eigenschaft der Quarzkristalle: orientiert geschnittene Quarzlamellen erfahren bei elektrischen Stromstößen minimale Deformationen und umgekehrt bewirken die Druckbeanspruchungen elektrische Ladungen. Diese Piezoquarze werden für Funktechnik und Radar sehr gesucht. Sie müssen völlig

rein, unverzwilligt und frei von Rissen sein. Die unterste Größe verwertbarer Kristalle liegt bei 100 g Gewicht und 5 cm Länge. Derartige Quarze treten in Gängen, Drusen und in Pegmatiten auf. Früher waren die Zentralalpen ein Fundgebiet für Bergkristall; heute kommt der meiste Piezoquarz aus Minas Geraes und Giaz in Brasilien, aus Madagaskar und aus Schitomir in der Ukraine.

Milchquarz (Gangquarz) besteht meist zu mehr als 99% aus  $\text{SiO}_2$ . In gemahlenem Zustand wird er als Füllmaterial, als Filter und für Sandstrahlgebläse verwendet. Eisenfreier Gangquarz mit nur wenigen hundertstel Prozent Fe ist ein Rohstoff für Edelglas. Man soll dabei die gelegentlichen braunen limonitischen Kluftbeläge nicht überschätzen, sie machen in der Analyse sehr wenig aus. Gangquarz gibt es in Mitteleuropa in der Böhmisches Masse. Das größte Vorkommen ist das 150 km lange Quarzriff des Pfahl.

## 24. Diamant

Primär kommt der Diamant als accessorischer Bestandteil schlot- oder gangförmig auftretender ultrabasischer Eruptivgesteine vor. Ein sehr großer Teil der Steine, und darunter gerade wertvollere, entstammt Seifen, welche eluvial, fluvial oder auch marine Küstenseifen sein können.

Am bekanntesten unter den primären Lagerstätten sind jene von Südafrika, woselbst der Diamant in großen Bergbaubetrieben aus vulkanischen Schloten „Pipes“ gewonnen wird. Die Schloten haben ovalen, oft kreisähnlichen Querschnitt. Sie verengen sich nach unten etwas und gehen in der Tiefe, wie wiederholt bemerkt wurde, in längliche Gestalt über, so daß man annehmen muß, daß sie Spalten aufsitzen. Ausgefüllt werden sie von der Explosionsbreccie eines olivinreichen, perioditähnlichen Gesteins, das den Namen Kimberlit führt und bei Kimberley auch in Gangform auftritt, wobei es ebenfalls selten Diamanten führt. Das Gestein hat im Bergbau den Namen „Blaugrund“ wegen seiner dunklen, ins bläuliche oder grünliche gehenden Farbe. Oberflächlich, auf etliche Meter Tiefe ist es weich und gelb verwittert (Gelbgrund). Auch darunter ist es anfänglich noch weich und zerfällt, wenn es obertags 1 m hoch ausgebreitet und oft benetzt wird, in einigen Wochen. Harter Blaugrund braucht dazu 1–2 Jahre. Nebengesteinsbrocken aus der Tiefe, wie von oben sind zum Teil in ganz großen Schollen und Brocken als Einschluß im Kimberlit vorhanden. Mitunter sind Gesteine dabei, die auf der benachbarten Erdoberfläche längst denudiert sind. Das Nebengestein bilden bei Kimberley die Eccaschichten, sonst das Transval System, in der Tiefe auch algonkische Schichten. Die vulkanischen Explosionen, die zur Bildung dieser Schloten führten, werden in jungcretacische, wenn nicht alttertiäre Zeit verlegt. Der größte der Schloten, die Premiergrube, hat Durchmesser von  $850 \times 600$  m. Manche sind bis 1100 m Tiefe aufgeschlossen, 100 auch 200 m tief ging man im Tagbau, tiefer mit Magazinbau. Die reichste Grube war Kimberley. Sie wurde bei 1073 m eingestellt. Man kennt in Südafrika über 250 Kimberlitschlote, auf etwa 15 kommt ein bauwürdiger. Nur wenige sind reich. Eine bestimmte Angabe über die Bauwürdigkeitsgrenze kann nicht gemacht werden, da dies sehr von der Qualität der Steine abhängt. Es gibt Gruben, die nur sehr wenig aber gute Steine fördern. Der Kenner sieht am Stein, aus welcher Grube er ist. Die reichsten Gruben haben nur 0,1 oder  $\frac{1}{10}$  g/to und manche noch

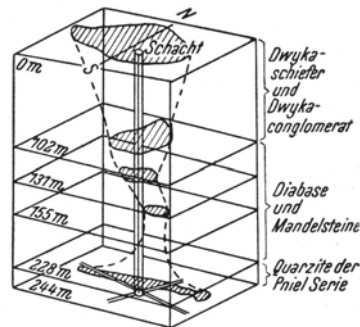


Abb. 123. Kimberlitschlot, unten in eine Spalte übergehend. (Nach CLOOS.)

viel weniger, so daß nur Aufbereitungsversuche entscheiden können, ob ein Schlot diamantführend ist. Granat, Magnetit, Chromit, Perowskit u. a. accessorische Minerale stecken ebenfalls im Kimberlit, es gibt aber kein häufigeres Leitmineral, an dem man erkennen könnte, ob ein Schlot diamantversprechend ist oder nicht.

Außerhalb der südafrikanischen Union kennt man Kimberlitschlote auch aus SW-Afrika. Sie wurden als steril befunden. Mit Rücksicht auf das reiche Vorkommen in benachbarten Seifen wird angenommen, daß eine hältige Zone der Schlote einst abgetragen wurde, daß also primäre Teufenunterschiede die Diamantführung nach unten begrenzen. Auch in den Pipes von Transvaal wurde festgestellt, daß der Diamantgehalt mit der Teufe kleiner wird. Kantenrundung und splitterförmige Gestalt mancher Diamanten der Schlote beweisen, daß sie aus der Tiefe mit dem Kimberlit emporgebracht wurden. Diamantführende Pipes kennt man auch aus Rhodesien und von einem Schlot „Williams Mine“ in Tanganyika versprach man sich 1941, daß er eine der größten Gruben werden soll. Auch in Arkansas werden aus einem Peridotit-Schlot Diamanten gewonnen. Ebenso fand man in Borneo solche in Peridotitbreccien. Wenn noch auf einzelne Funde in Platinseifen des Ural verwiesen wird, so wird ersichtlich, daß Zusammenhang mit basischen Eruptivgesteinen immer wieder erkennbar ist.

In Flußgebiet der Lena in *NO-Sibirien* werden ordovizische Kalke durch Kimberlitpipes durchbrochen. Diese Pipes enthalten viel fremde Gesteinsbrocken aus dem archaischen Sockel. Die Diamanten darin haben bis zu einigen Karat, enthalten aber oft Einschlüsse von fein verteiltem Graphit. Die Lagerstätten sind mengenmäßig groß.

Auch in Böhmen wurden ein oder zwei Diamanten gefunden, und zwar gerade in den quartären, granatführenden Sanden, die ihr Material aus Pyroxen-Peridotit des Mittelgebirges erhielten.

Es gibt Seifen sehr hohen Alters, wie z. B. das goldführende Witwatersrandkonglomerat und Konglomerate des Kongostaates, von Indien, Brasilien etc., die ihre Diamanten aus unbekannten, alten Gesteinen bezogen.

Eluviale Seifen bildeten sich nicht nur über dem Ausgehenden der Kimberlitschlote, sondern in SW-Afrika nach E. KAISER auch dort, wo aus einem diamantführenden Gestein im trockenen Klima der Sand und anderes Gestein abgeschliffen oder fortgeweht wurden, während der schwere Diamant unbeschädigt als Deflationsrückstand liegen blieb. Auch jenes diamantführende Gestein ist bereits eine sekundäre Lagerstätte und die Herkunft dieser Diamanten bleibt noch aufzuklären.

Die Mehrzahl der Diamantseifen aller Länder ist fluviatil in rezenten Tälern oder in Terrassenschottern alter Flußläufe entstanden. Es gibt aber auch marine Küstenseifen, vor allem in SW-Afrika. Als weithin verfolgbare Strandterrassen liegen sie zum Teil über dem heutigen Meeresspiegel. Es wurde angenommen, daß submarine Kimberlitpipes der Lüderitzbucht die Diamanten geliefert haben. Sie können aber auch vom Oranjeßuß und anderen, heute nicht mehr bestehenden Flußläufen in jüngerer Vorzeit aus dem Eluvium der Namib herbeitransportiert sein, also wiederholt umgelagert worden sein. Auch diese Diamanten der Strandterrassen überragen in der Qualität jene Steine, die aus dem Kimberlit direkt gewonnen werden.

In der Gegenwart, wie in der Vorzeit gelangte der Diamant von seiner primären Lagerstätte öfters in Flußablagerungen. Der Prozeß der Umlagerung konnte sich wiederholen. So ist es nicht verwunderlich, daß die Diamanten der Seifen eine Auslese darstellen und häufig gerade wertvollere Steine enthalten. Dies gilt zum Beispiel für Indien, das geschätzte und berühmte Steine geliefert hat. („Kohinoor“, „Groß Mogul“ u. andere.) *Brasilien* war einst führend in der



Diamantproduktion. Die Provinzen Minas Geraes und Bahia sind die Lieferanten. Aus einem geröllführenden Sandstein präsilurischen Alters, der seine Diamanten aus einem phyllitisch metamorphosierte Eruptivgestein bezogen hatte, gelangten dort die Steine in recente Seifen. Unübertrefflich ist ihr Wasser. Sie liefern auch die Carbonados für Bohrkronen. Die ersten Diamanten Südafrikas wurden im Oranjefluß gefunden und im Stromgebiet des Vaal wurden vorerst hochliegende Terrassenschotter, aber auch der Talboden auf Diamanten verwaschen. Groß ist jetzt auch die Produktion aus Seifen der *Goldküste* und *Sierra Leone*.

Aus dem verwitterten oder zerkleinerten Blaugrund wird der Diamant mit Waschmaschinen herausgeholt. Er klebt im Gegensatz zu anderen schweren Mineralien auf Vaseline.

Nur ein kleiner Teil der Diamanten wird als Schmuckstein verwendet. Die Hauptmenge geht in die Industrie, wo sie als Schneid- oder Schleifmaterial Verwendung findet. Man unterscheidet bei Industriediamanten:

1. „Ballas“ auch „Bortkugel“ genannt, aus strahlenförmig angeordneten Stengeln bestehend.

2. „Borts“ ist alles, was mangels Durchsichtigkeit und Reinheit oder der Farbe wegen als Schmuck nicht verwendbar ist, oft feinkristallin und unrein.

3. „Carbonado“ ist der schwarze Diamant. Er ist feinstporös, besteht aus winzigen Kriställchen und ist braun bis schwarz. Ihm fehlt die Spaltbarkeit des Kristalls. Sein spez. Gewicht ist 3,01–3,45 gegen 3,505–3,525 der Kristalle.

Zum Glasschneiden, für Graviernadeln, Abdrehwerkzeuge, Gesteinssägen, feinste Hohlbohrer für Uhren und Schmuck, sowie als Schleifmaterial für Diamanten und andere Edelsteine dienen Borts oder auch Ballas. Namentlich Carbonados sonst auch Borts werden am liebsten zum Besetzen der Kronen für Tiefbohrungen verwendet.

Die Gewichtseinheit für alle Diamanten ist das Karat = 0,2 g. Der Preis der Schmuckdiamanten richtet sich sehr nach der Reinheit. Der größte Carbonado (1930) wog 3078 Karat, der größte Schmuckdiamant, der Cullinan, 3025 Karat. Der Menge nach ist der Kongo-Staat der größte Produzent, wird aber im Wert von Südafrika weit übertroffen. Der Durchschnittswert der Industriediamanten pro Karat fiel während des letzten Krieges beträchtlich, jener der Edelsteine stieg.

## 25. Wetzsteine und Schleifmittel

Mühlsteine müssen rauh bleiben, darum nimmt man harte, mittelkörnige Quadersandsteine der Kreideformation, z. B. jene der Alten Poste bei Pirna (Sachsen), die große Mühlsteine für Zellulosefabriken liefern. Beliebte ist auch der im Kontakt mit Basalt etwas gefrittete Sandstein von Johnsdorf bei Oybin in Sachsen. Mitunter wird auch Granit verwendet, z. B. von Striegau, Schlesien.

Süßwasserquarzite, die erfüllt sind von kleinen Hohlräumen, herrührend von verwesten Pflanzenresten, bilden thermale Absätze. Das sind die Quarzite von La Ferté in Frankreich. Gleichwertig sind die Quarzite von Heiligen Kreuz (Garam St. Kereszt) bei Waag Bistritz (Povazska Bistrica) in der Slowakei. Wegen der Hohlräume bleiben die Steine im Gebrauch rauh. Sie sind z. B. für Graphitmühlen beliebt. Diese Mühlsteine werden aus vielen kleinen Stücken zusammengefügt und mit Zement vergossen.

Feinkörnige, harte Sandsteine geben Wetzsteine, z. B. die untere Süßwassermolasse bei Schwarzbach und Ellhofen in Südbayern oder manche Bänke des Buntsandsteins der Pfalz, bestimmte Bänke des Rotliegenden von Hohenbruck bei Trautenau (Trutnov) in Böhmen, dünnplattige, weiße Rhätsandsteine von Kunov an der Ostseite des polnischen Mittelgebirges.

Von Schleifsteinen verlangt man, daß sie ganz dicht und hart sind. So werden sehr harte, überaus feinkörnige Schiefer als Schleifsteine sehr geschätzt und werden weltweit verwendet, z. B. der gelbe belgische Coticule, der in den Ardennen als sehr dünnsschichtige Wechsellagerung mit violetten Phylliten vorkommt. Allerfeinste (0,02 mm) Mangangranaten bilden den Hauptbestandteil zusammen mit etwas Glimmer und Turmalin. Verwachsen mit den gleichfalls harten und als Schleifstein verwendbaren Phylliten wird er in den Handel gebracht. Der Novaculite von Arkansas ist ein gleichfalls sehr geschätzter, dichter, für Feinschleiferei mit Öl verwendeter, kieseliger Schiefer. Kieselkalke des oberbayrischen Jura liefern vorzügliche Schleifsteine bei Schwangau, Oberammergau, Besenbach u. a. O. Altpaläozoische Schiefer von Gräfental im Thüringer Walde sind als Schleifsteine geschätzt.

*Korund* ist ein geschätztes Schleifmittel. Er bildet das Hauptmineral der Schmirgellagerstätten. Die bekanntesten sind die der griechischen Insel *Naxos*. Die absätzigen Lager treten in mehreren Marmorhorizonten auf, deren Alter wahrscheinlich mesozoisch ist. Die Mächtigkeit der Lager beträgt wenige Meter und ist am besten in kleinen Antiklinalen. Es spricht viel dafür, daß es sich um metamorphe Bauxite handelt. Eine spätere hydrothermale Zufuhr hat Kluftfüllungen von Disthen, Pyrit und Magnetit gebracht. — Ähnliche Lager liegen im Menderes-Massiv in der Türkei.

Korundgänge werden in Transvaal, Korund-Syenite in Haliburton (Canada) ausgebeutet.

Immer muß dieser Korund durch Aufbereitungsprozesse angereichert werden.

## 26. Farberden

Viele Farberden sind Verwitterungskrusten, rezente und vorzeitige. Der Pyrit oxydiert sich zu Limonit, der, wenn er locker und wasserhältig ist, Ocker gibt. Auch Alaunschiefer verwittert zu Ocker, den man in Thüringen hie und da gräbt. Bei Saalfeld in Thüringen liefert das Ausgehende eines vererzten Zechsteinkalkes ein mehrere Meter starkes Umbralager. Bei Gefell in Thüringen ist auf geschiefertem Diabas eine 12 m dicke Verwitterungskruste entstanden, aus der Ocker gegraben wird. Ein mächtiges Lager ockerbrauner Farberde entstand durch Oxydation pyritischer Schiefer in Selztal (Steiermark) und wird im Tagbau gewonnen. Ein Stollenbau auf Ocker ist bei Schottwien am Semmering. Sehr geschätzt sind die 4 m dicken Ockerlager Südfrankreichs, die einer nassen Aufbereitung unterworfen werden. Goldgelben und dann rotgelben Ocker liefert das Farbwerk von Isjum in der Ukraine.

Viele kleine Ockergruben gibt es im nördlichen Bayern auf der Frankenalb. Dort liegt der unregelmäßigen Oberfläche des Frankendolomits (Malm) fleckweise das sandig ausgebildete Cenoman auf. In seinem tiefsten Teil tritt an mehreren Orten ein  $\frac{1}{2}$ –1 m starkes Ockerflöz auf, dem manchmal etwas Sand oder Glaukonit eingelagert ist (z. B. „Amberger Gelb“). Viele Stollenwässer setzen Ocker ab. Von einem guten Ocker verlangt man, daß er mit Firnis angemacht seine leuchtende Farbe behält. Übrigens ist poröser Ocker auch begehrt zum Entschwefeln des Leuchtgases.

Gelbe und rote Bauxite und Bauxittone werden in Gant (Ungarn) als Farberde verwendet.

Haematit liefert fein gemahlen rote Farbe, z. B. die Gänge mit Eisenglimmer von Waldenstein in Kärnten, ebenso liefert Spanien Farberde aus Haematit. Im Doggersandstein von Troschenreuth in Oberfranken tritt ein „Rötelflöz“ auf, das als tiefroter Farbe weite Verwendung findet. Es ist ein Ton von sehrmäßigem Eisengehalt, 1,5–2 m mächtig, gelegentlich schließt er Roteisenstein-

schwarten ein. Auch von der Südküste des Kaspi Sees kommt rote Farberde. Gute rote Farbe geben Hydrohämatitknollen in Kreidetonnen bei Feodosia (Krim).

Grüne Farberde ist seltener. Sie entsteht aus Augit. In Gösen bei Kaaden (Kadan) Böhmen, teuft man durch Basalttuff kleine Schächte, um das auf dünnem Süßwasserkalk auflagernde 50 cm dicke Grünerde-Lager zu gewinnen. Auch am Mte. Baldo in Südtirol findet man Grünerde in Basalttuff. Gemahlener Glaukonit wird auch als Farbe verwendet.

Fein gemahlene, reine Tonschiefer, z. B. Abfälle der Dachschiefer-Fabrikation, liefern graue Farbe. Kohlenstoffreiche Schiefer geben schwarze Farberde, so Alaunschiefer von Schleiz (Thüringen), Brandholz im Fichtelgebirge oder der tiefgründig verwitterte Alaunschiefer von Heinersdorf in Frankenwalde. Bekannt ist der graphitische Schiefer vom Nößlacher Joch am Brenner.

Die Schreibkreide oder der gemahlene weiße Leithakalk von Müllendorf bei Eisenstadt (Burgenland) geben billige weiße Farberde zum Tünchen von Mauerwerk etc. Zink und Blei liefern weiße Farben. Lithopone besteht zu 70% aus Bariumsulfat und 30% aus Zinksulfid.

Immer ist neben dem Feuchtigkeitsgehalt die Menge und Farbqualität der abschlämmbaren Bestandteile für den Wert der Farberden maßgebend.

## 27. Phosphate

Apatit, das ist  $\text{Ca}_5[(\text{F}, \text{Cl})/(\text{PO}_4)_3]$  sowie Phosphorit, der das Tricalciumphosphat  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$  enthält, sind die wirtschaftlich wichtigen Phosphormineralie. Wasserhaltige Phosphate sind im Guano enthalten. Die Apatitlagerstätten sind anorganischer, die Phosphoritlagerstätten mit seltenen Ausnahmen organischer Entstehung. Oft jedoch ist ihre Phosphorsäure aus den Organismen bzw. ihren Produkten in Lösung gegangen und dann durch chemische Prozesse abgeschieden worden.

Die Phosphorite sind meist bräunliche, oft auch graue oder grünlich-graue Gesteine, die im Aussehen leicht für Kalk gehalten werden könnten. Das spezifische Gewicht 2,2 bis 3,2 ist etwas höher, manchmal sind sie härter als Kalk, oft aber bröselig und weich. Häufig haben sie ein versintertes auch streifig gebändertes (wie Achat).

Aussehen, häufig pisolitisch oder aus noch kleineren Körnchen mit glänzender Oberfläche bestehend. Fischzähne, Knochen und Koprolithen sind oft eingeschlossen. Foraminiferen und Muschelschalen werden zu Phosphat. Konkreationen und Knollen in jeder Größe haben oft eine dunkle Außenseite. Sie können, wie in Podolien, radialstrahlig gebaut sein. Der Hauptbestandteil der Phosphorite ist das Tricalciumphosphat. Ein Teil desselben entspricht  $0,457 \text{ P}_2\text{O}_5$ .

### *Anorganische Phosphate:*

Apatitgänge (Norwegen, Schweden),

Apatitreiche Schlieren (Kola),

Phosphorit als Verdrängung von Kalkstein (Lahngebiet).

### *Organische Phosphate:*

terrestre Sedimente: Guano und Knochenbreccien in Höhlen,

Verdrängungslagerstätten unter Guano (Südsee),

sekundäre Anreicherung aus marinen Sedimenten (Podolien, Rußland, Florida z. T.),

Küstenablagerungen (Tunis, Marokko, Florida z. T.).

Die Apatitgänge sind derzeit wirtschaftlich ohne Bedeutung. Man kennt sie namentlich aus Schweden (Erzbezirk von Kiruna und Gellivare) und Norwegen,

hier im Gefolge gabbroider Gesteine. Die Gänge sind daselbst den Pegmatiten vergleichbare gemengte Gesteine.

Eine gewaltige Schliere, durchschnittlich 48 m mächtig und 1500 m lang aus Nephelin und Cer-hältigem Fluorapatit bestehend, wird als schräg liegende, plattenförmige Injektion an der Grenze von Urtit und Nephelin-Syenit in den Chibin Bergen der Halbinsel *Kola* ausgebeutet. In ihrer Fortsetzung liegen noch weitere, ähnlich große Schlieren.

Wirtschaftlich sind die sedimentären Phosphoritlagerstätten von unvergleichlich größerer Bedeutung.

In der Gegenwart bildet sich Phosphat entweder aus Vogelexkrementen als Guano, der neben seinem Phosphorsäuregehalt auch als Stickstoff- und Kalidünger von Wichtigkeit ist, sowie als Knochenbreccie, letztere namentlich in Höhlen. Viele Höhlen der Alpen enthalten solche Knochenbreccien. Aus einer Höhle nächst *Mixnitz* in Steiermark wurden gegen 30.000 to (mit 13,5%  $P_2O_5$  in bergfeuchtem Zustand) zu Tage gefördert. Hunderte von Bärenschädeln wurden aus diesem Fledermausguano ausgegraben. Der diluviale Mensch lebte in der Höhle. Der den Guano unterlagernde Kalk erhielt durch Auslaugung der Phosphorsäure an der Grenzfläche eine etliche Millimeter dicke Verdrängungskruste aus Phosphat.

In weit größerem Maße erfolgten solche Verdrängungen unter ehemaligen Guanolagern der *Südseeinseln*. Der Guano verlor durch Verwitterung und Auslaugung seine organische Substanz, sein Ammonium und die Kalisalze. Die lösliche Phosphorsäure nahm der Kalk auf. Es entstand auf einer verkarsteten Kalkoberfläche auflagernd eine hochwertige Phosphaterde mit 75–85% Tricaliumphosphat. Die Erde ist manchmal krümelig infolge kleiner Oolithe, manchmal einem groben, tonigen Sandstein ähnelnd, manchmal auch braun und lehmartig. Die im Pazifik, nahe dem Äquator liegenden Inseln Angaur, Nauru, Ocean Island sind die bekanntesten Lieferanten. Auf dem Clipperton-Atoll wurde auch Trachyt phosphatisiert. Das hochwertigste in den Handel kommende Phosphat, das von Curacao in Westindien mit 85–88% Tricaliumphosphat ist nach KEILHACK gleicher Entstehung.

In seichten Küstenablagerungen mit reicher Tierwelt und Diatomeenflora bildeten sich die in Tunis, Algier, Marokko und auch sonst noch in *Nordafrika* weit verbreiteten Phosphatschichten. Sie liegen im transgredierenden Nummuliten-eocän nahe an seiner Basis und bilden bräunliche, auch grünlichgraue, kalkstein-ähnliche aus kleinen und kleinsten runden Phosphatkörnchen gebildete, 0,5 bis 3,5 m dicke Bänke, die bei flacher Lagerung sehr große Ausdehnung aufweisen. Außer in den Fischresten steckt die Phosphorsäure in dem feinstkörnigen Cement, das bei der Verwesung der Weichteile durch Reaktion mit Kalk gebildet wurde. Einige, in Constantine, sogar bis zu 11 Flöze, können übereinander liegen und werden stollenmäßig abgebaut. Der Phosphatgehalt beträgt 60–65%, unter 58% gilt nicht als exportfähig. Die Compagnie de Gafra ist der größte Produzent. Möglicherweise gehört zu diesem Typus das Lager von Zezelj und Bukovica bei Ervenik in Dalmatien.

Auch ein Teil der *Florida*-Phosphate, nämlich die bis 20 m mächtigen Alum Bluff Formation (Oligocän) ist vielleicht ähnlicher Entstehung. Außer diesem gibt es aber dort noch verschiedene andere Phosphate. Das hochwertigste ist das Hard rock Phosphat, das als zum Teil krustenförmige, zum Teil blockförmige Auflagerung auf einem tiefer liegenden, aber auch noch oligozänen Kalk auftritt. Hier wird auch an eine Auslaugung aus dem Hangenden und Cementation durch den Kalk gedacht. Dieses Phosphat hat 70–78%. Überdies sind in Florida noch ausgedehnte Lager von Geröllphosphat (Pebble Ph.) vorhanden. Sie sind teils

Anhäufungen von Verwitterungsrückständen, teils Flußschotter, die ganz vorwiegend aus Phosphatgeröll und Sand bestehen. Ihr Gehalt ist zwar eher kleiner, 68–77%, immerhin stellen sie den Hauptanteil der gewaltigen Phosphatproduktion Floridas dar. Wirtschaftlich von Bedeutung sind auch wegen ihrer Lage im Inneren des Kontinentes die Phosphate der permischen Formation in Montana, Idaho und Wyoming.

In verschiedenen Formationen enthalten pelagische und hemipelagische Tone oder Mergel, deren  $P_2O_5$ -Gehalt günstigenfalls 1% erreicht, Konkretionen von Phosphat. Oft ist ihr Ansatzpunkt ein Fossil. In Knollen verschiedenen Alters fand CAYEUX Bakterien. Diese primären Lagerstätten sind selten bauwürdig, aber durch Wegführung des Nebengesteins kann eine solche Anhäufung der Knollen erfolgen, daß örtliche Bauwürdigkeit eintritt. Als Beispiel sei die Phosphatkreide von Ciply in Belgien erwähnt, wo die Anreicherung im Ausbiß erfolgt. Mitunter sind Phosphatkonkretionen in tonigen Schichten vor allem aber in Glaukonitsanden so zahlreich, daß sie bedingt bauwürdig sind, wie das in Rußland öfters der Fall ist. Namentlich an kleinen Schichtlücken, z. B. im Cenoman von Kursk tritt solche Anreicherung ein. Große Ausdehnung besitzen solche Flöze im Cenoman oe. Orenburg und in der jurassischen Wolgastufe bei Kostroma.

Dasselbe ist in galizisch *Podolien* der Fall, wo im glaukonitführenden untersten Cenoman die Knollen sich örtlich so anreichern, daß Abbauversuche gemacht wurden, wie bei Nizniow und Niedzwiska und bei Horodnica am Dniester, ebenso weiter östlich. Auch östlich des Swiety Kryz Gebirges führen die Grünsande des Cenoman kleine sandige Phosphoritknollen. Sie werden in Chalupki und zu Rachow an der Weichsel abgebaut. Eine 50 cm starke Bank enthält bis zu 60% Knollen, deren Phosphorsäuregehalt im Durchschnitt 16% ist.

Zu den sekundären Anreicherungen gehört auch das von SCHADLER entdeckte Vorkommen von *Prambachkirchen* bei Schallerbach in Oberösterreich. In miocänen Strandkonglomeraten, die ganz vorwiegend aus Granitgeröllen und Grus bestehen, sind Phosphoritkonkretionen, die aus dem unterlagernden Oligocänschlier übernommen wurden, in einer basalen, 4,5 m dicken Schicht reichlicher (8% > 22 mm) eingestreut. Ihr  $P_2O_5$ -Gehalt ist 25%.

Die Hauptverwendung der Phosphate ist als Düngemittel in der Landwirtschaft, gewisse Mengen Phosphor braucht die chemische Industrie, die Zündholzfabrikation und die Herstellung von Bronze.

Apatit und Tricalciumphosphat werden von Kohlensäure derart wenig gelöst, daß diese Phosphate als Dünger zu langsam wirksam werden. Man stellt deshalb durch Behandlung mit Schwefelsäure aus ihnen das wirksame Superphosphat her. Der Gehalt an citratlöslicher Phosphorsäure bildet in diesem den Maßstab für die Qualität.

Um unnützen Säureverbrauch zu vermeiden, soll das Phosphat nicht mehr als 5% Kalk enthalten. Diese Menge ist wegen der Porosität sogar erwünscht. Eisenoxyd und Tonerde sind schädlich und sollen unter 3% bleiben. Trockenheit ist erwünscht. Im übrigen werden die Phosphate skalenmäßig nach dem Prozentgehalt an Phosphorsäure bezahlt. Ganz hochprozentigen P-Dünger stellt man neustens in Nordamerika her durch Behandlung des Hardrock Phosphates mit 78%iger Säure.

Handscheidung ist auf allen Gewinnungsstellen notwendig. Flotation des Pebble-Phosphats hat enorme Phosphatmengen auf den Markt gebracht, weil damit auch das Feinkorn zu Nutze gebracht wird.

Für die Phosphatvorräte der Erde einschließlich des Guano wurden vom XIV. Internationalen Geologen-Kongreß in Spanien Berechnungen veranlaßt, welche allerdings auch Phosphate mit nur 5% Phosphorsäure umfassen. Dabei

zeigte sich wieder, daß die Vereinigten Staaten von Amerika in Bezug auf die sicheren Reserven allen anderen Erdteilen überlegen sind, so daß das, was unten für den Kontinent ausgewiesen ist, zum allergrößten Teil in den USA liegt. Wenn aber die Wahrscheinlichkeiten, die sich aus der geologischen Verbreitung der Schichten ergeben, in Rechnung gezogen werden, so ist Tunis noch weit reicher und das was für Afrika ausgewiesen ist, steckt wiederum zum größten Teil in Tunis. In Europa hat neben Rußland mit seinen, wie erwähnt vielfach geringhaltigen Phosphaten, Estland eine hohe Summe, die aber aus den glaukonitischen Sanden des Cambrium kommend, eine zwar sehr ausgebreitete aber doch schwache Ablagerung mit relativ wenig kleinen Konkretionen darstellt. Sonst sind in Europa die spanischen Lagerstätten von Bedeutung.

Sicher und wahrscheinlich:	Phosphorit in Millionen Tonnen	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> -Gehalt
Rußland	15.839	2.803
Estland	518	50
Spanien	263	26
Frankreich	145	14
Europa	16.778	2.897
Afrika	451.000	60.880
Amerika	6.645	2.197
Oceanien und Australien	202	27
Ostasien	25	4
Weltvorräte	474.758	65.985

*Literatur:* Les Reserves Mondiales en Phosphates XIV<sup>e</sup> Congrès Géologique International. Madrid 1926. — POZARSKI, Institut Bull. Instit. Geol. de Pologne No 27 (1947).

## 28. Salpeter

Wegen seiner leichten Löslichkeit in Wasser ist das natürliche Vorkommen des Natriumnitrats, d. i. der Chilesalpeter, soweit es sich nicht um vorübergehende Ausblühungen des Bodens in Trockenzeiten, wie der Saliter in Siebenbürgen handelt, an Wüstengebiete gebunden. Der Chilesalpeter ist das bekannteste, alles ähnliche weitaus überragende Vorkommen. Die Salpeter führenden Pampas liegen in einer 1000—2500 m hoch liegenden, 700 km langen Längstalung, die gegen die Küste durch junge Erhebungen begrenzt ist. Erfüllt ist sie von staubreichem Wüstenschutt, der auch viel Material vulkanischer Abstammung enthält. In diesem letzteren sieht man eine Quelle der Salpetersäure. Nach STOCKLASH enthalten frische vulkanische Bomben nennenswerte Mengen von Ammoniak, das durch Nitratbakterien oxydiert wird. Bemerkenswert ist der *Gehalt an Bor und Jod*, so daß die Salpeterlager zugleich die wichtigste Quelle für die Jodversorgung der Erde sind. Ihre Entstehung ist nicht geklärt.

Der Salpeter steckt in einer 1—5 m dicken Kruste aus Salz, Salpeter, Polyhalit und Borax, die unter einer dünnen salzarmen, ja sogar salzfreien Deckschicht liegt. *Caliche* nennt man diese salzreiche salpeterführende Erde. Sie findet sich in großer Breite in den Hochflächen, wie in den flachen Hängen. Frei davon sind nur die, wenn auch trockenen, alten Talwege. Die Caliche bildet keine durchgehenden Bänke, sondern wechselnde, lange dünne Linsen. Nur alluviale Ablagerungen zeigen in ihrem Salzgehalt die Merkmale extremer Aridität. Obwohl das Diluvium in keiner Pluvialperiode entstanden ist, ist es doch salzarm. Salares nennt man die Niederungen, in denen sich die Salzkrusten angereichert haben.

Der Nitratgehalt der Caliche geht bis auf über 30%. Ähnliche Größe kann auch der Sulfatgehalt erreichen. An Salzen wurden nachgewiesen: Steinsalz, Löweit, Bloedit, Gips, Anhydrit, Glauberit, Thenardit, Glaserit, Ulexit, ferner Jodsalz, Kaliumperchlorat und Chromate. Alle diese Salze erfüllen die Poren in sehr kleinen Körnern.

Analysen:

	Unlöslich	Sulfate	NaCl	Jodat	Nitrate	Kristallwasser
Caliche landre	15,08	18,95	29,49	0,23	34,34	1,14
Caliche sulfat	25,91	39,4	16,18	0,12	19,51	1,11

In der Größe der Lagerstätten und ihrem Gehalt ist Chile allen anderen Ländern weit überlegen. Immerhin kennt man Salpeter auch aus Californien, Arizona und Afrika.

Für den Verkauf wird die Salpetererde einem Laugeverfahren unterworfen, die Lauge wird in der Sonne verdunstet. Ein Mindestgehalt von 12% Nitrat ist dafür erforderlich.

Die Hauptverwendung ist in der Landwirtschaft. Kleine Mengen benötigt die Industrie und das Hüttenwesen. Jodgewinnung ist ein wichtiges Nebenprodukt.

Trotzdem in zunehmendem Maße Kalkstickstoff erzeugt wird und der Chile-salpeter längst aus seiner dominierenden Stellung verdrängt ist, hält sich die Produktion Chiles auf großer Höhe von rund 1,5 Millionen Jahrestonnen.

Die sicheren Vorräte werden auf 247 Millionen Tonnen Salpeter geschätzt, man hält 1 Milliarde für möglich.

## 29. Borate

### Borat-Mineralien

Borax (Tincal)	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10 \text{ H}_2\text{O}$	36% $\text{B}_2\text{O}_3$	H 2,5	D 1,8
Colemanit	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5 \text{ H}_2\text{O}$	51% $\text{B}_2\text{O}_3$	H 4,5	D 2,4
Priceit (Pandermit)	$\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7 \text{ H}_2\text{O}$	48% $\text{B}_2\text{O}_3$	H 3	D 2,4
Ulexit	$\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8 \text{ H}_2\text{O}$	43% $\text{B}_2\text{O}_3$	H 1	D 1,8
Kernit (Rasorit)	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4 \text{ H}_2\text{O}$	51% $\text{B}_2\text{O}_3$	H 2,5	D 2,0

Das Hauwerk soll rund 75% Boratmineralien enthalten.

Die Verwendung der Borate ist mannigfach: für Glasur, Emaille, in der Glasindustrie, für Lötmetall, für Waschmittel, als Stahlzusatz und Zusatz im Raketentreibstoff, in geringer Beigabe als Düngemittel und in der Pharmacie.

Die Boratlagerstätten sind durch vulkanische Exhalationen in Seen entstanden. Daher bilden sie in lakustren Sedimentserien, welche mit vulkanischen Tuffen wechsellagern, absätzige, aber recht horizontbeständige Lager von einigen 100m Ausdehnung, die aber auf mehrere Kilometer immer wieder auftreten können, je nach der Verteilung der Exhalationszentren. Die spätigen Kristalle von Colemanit sind häufig mit Kalkspat verwechselt worden, der Priceit ähnelt Alabastergips, weshalb eine chemische Schnellreaktion empfehlenswert ist: Grünfärbung der Flamme oder Betropfen mit einer Lösung von Quinalizarin in conc.  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , die bei Anwesenheit von Bor von violett in blau umschlägt. Boratlager verwittern im Ausbiß zu unscheinbarem, calcitreichem Pulver. Auch hier läßt Quinalizarin die Reste des ausgelaugten Bor erkennen.

Der Hauptproduzent von Boraten ist *Californien*. In alten und in rezenten Seeablagerungen sind die Borate zu finden. Die erste im Großen erschlossene Lagerstätte zu *Death Valley* in der Wüste, wo bis 15 m mächtige Ablagerungen aus Colemanit, Gips und Kalk des Tertiärs vorhanden sind. Heute sind die wich-

tigsten Lagerstätten die von *Kern County* (Kramer Distrikt) und Mojave in Californien. Natronborate finden sich in einem Becken von rund  $6 \times 2$  km Ausdehnung. Die mineralführende Serie ist bis 80 m mächtig und besteht aus einer

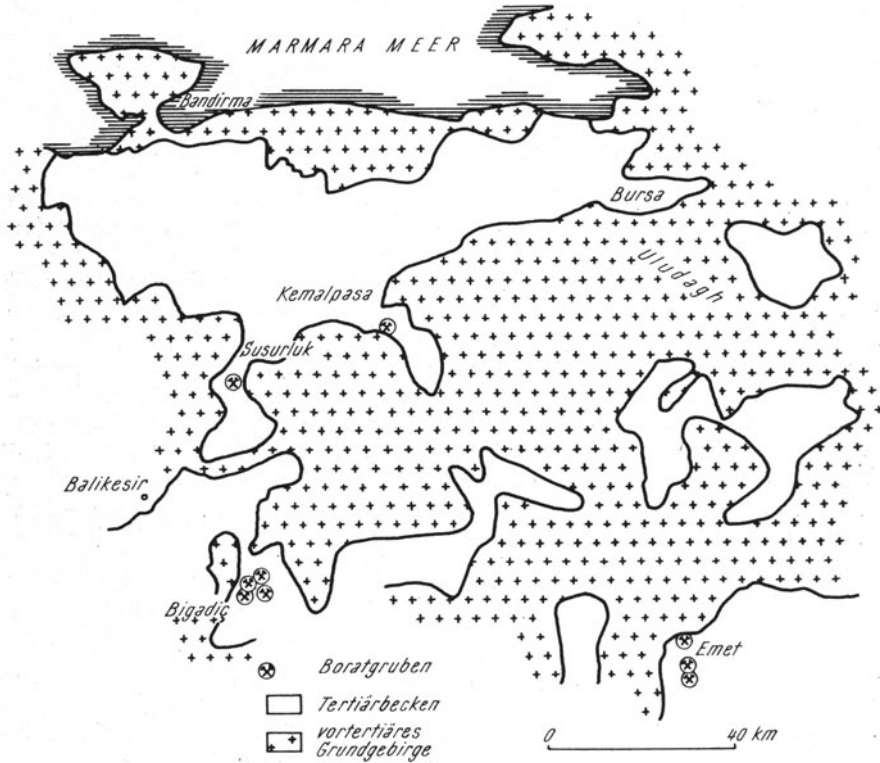


Abb. 124. Der westanatolische Boratbezirk.

Wechsellagerung von Kernit, Borax und Sediment. Im *Searles Lake*, einem Alkali-See, werden konzentrierte Borax-Laugen und Salzkrusten ausgebeutet.

Sehr große Lagerstätten, hauptsächlich von Colemanit und Ulexit gibt es in Chile.

Europa hat nur eine kleine Borsäuregewinnung aus den Dämpfen von *Lladarello* in Toskana und aus den Salzen von Staßfurt.

Dagegen sind die jungen vorderasiatischen Gebirgsketten reich an Borat und besonders in den jungtertiären Becken der westlichen *Türkei* ist seit 1950 eine Anzahl von Lagerstätten entdeckt worden, die sich zusammen mit dem altbekannten Vorkommen von Susurluk zu einer Boratprovinz vereinen (Abb. 124).

Bei *Susurluk* (Bergbau Sultancayr) ist ein  $8 \times 9$  km messendes Tertiärbecken im tieferen und zentralen Teil mit grauem Gips gefüllt, welcher in einem begrenzten Bereich in seinem tieferen Teil Lagen von Priceit (Pandermit) enthält. Die Lagen bestehen aus dicht beieinander liegenden Mineralknollen, die im Gips eingelagert sind. Die Erze waren im Tiefbau gewonnen worden und sind erschöpft. Es ist mindestens 1 Million Tonnen gewonnen worden. Gegen die Beckenränder verzahnt sich der Gips mit Mergeln, Tuffen und Konglomerat. Ein Süßwasserkalk bildet die übergreifende Decke.



50 km südlich davon liegt das Neogenbecken von *Bigadic*. In einer 15 qkm umfassenden Fläche sind immer wieder im selben Horizont Colemanit-Ulexitflöze abgebaut bzw. beschürft. Die etwa 300 m mächtige Schichtfolge umfaßt von unten nach oben: Andesit, weiße Mergel mit einem lokalen Colemanithorizont, Kalk, Trachyt, Tuff, weiße Mergel mit dem hauptsächlich Colemanit-Ulexithorizont, Kalk. Der Haupthorizont besteht aus 3 Flözen von je 1–3 m Mächtigkeit. Die Unterbank des Unterflözes ist Ulexit, der ziemlich klar von dem sonst vorherrschenden Colemanit abgegrenzt ist. Ulexit findet sich mehr mit bentonitischem Ton, Colemanit mehr mit Mergel vergesellschaftet. Ausgiebige Umlagerung und Rekristallisation haben nach A. HELKE und H. MEIXNER im Sinne einer diagenetischen Entwässerung der Borate stattgefunden. Die Lager sind absätzig. Die möglichen Reserven betragen mehrere Millionen Tonnen.

Östlich davon ist bei *Emet* im Becken von Kütahya eine große Lagerstätte entdeckt worden, welche innerhalb einer rund 30 m mächtigen Mergelserie 10 bis 15 Colemanitlagen und einige dünne Tufflagen enthält. Süßwasserkalk bildet auch hier das Hangende. Die gesamte Colemanitmächtigkeit beträgt 4–9 m. Die Lagerstätte streicht auf 1000 m Länge an einem Steilhang aus (Abb. 125), um dann rasch zu ver-tauben. Sie enthält einige Millionen Tonnen Colemanit.

Kleinere Vorkommen liegen bei Kepsut und Seydgazi südlich Eskisehir. Kleine Boratvorkommen gibt es s.-w. Kerman in Iran und in Indien. Knollen von Ca-Na-Boraten werden aus pliozänen Tonen im Bereich der an Erdgas gebundenen Schlammvulkane von *Kertsch* und der *Tamanhalbinsel* gewonnen.

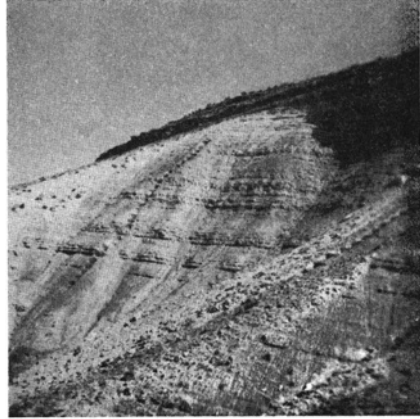


Abb. 125. Die Colemanitlagerstätte von Emet (harte Bänke Colemanit in weicheren Mergeln und Tuffen). (W. E. PETRASCHECK).

# Salze

## I. Die Salzminerale und Salzgesteine

Das häufigste Salzmineral ist das Steinsalz  $\text{NaCl}$  mit der Dichte 2,2.

Unter den für die Herstellung von Düngemitteln wichtigen Kalisalzen sind zu nennen: Sylvinit  $\text{KCl}$ , Carnallit  $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ , Kainit  $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ , Polyhalit  $2 \text{CaSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4$  und Langbeinit  $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2 \text{MgSO}_4$ .

In Begleitung der Kalisalze treten meist noch verschiedene Na- und Mg-Salze auf, von denen hier genannt seien: Bischofit  $\text{MgCl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ , Blödit (= Astrakanit)  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ , Vanthoffit  $3 \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4$ , Kieserit  $\text{Mg} \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  u. a.

Alle Salzlager stehen mit Anhydrit  $\text{CaSO}_4$  und Gips  $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$  in Verbindung. Diese beiden Minerale wurden gesondert besprochen.

In den Kalilagern erscheinen die Kalisalzminerale gewöhnlich nicht rein, sondern mit anderen Salzmineralien vermengt; sie bilden *Salzgesteine*. Deren wichtigste sind: Sylvinit = Sylvinit + Steinsalz; Hartsalz = Sylvinit + Kieserit + Steinsalz; Carnallit = Carnallit + Kieserit + Steinsalz. Das Steinsalz, der Anhydrit und der Gips bilden monomineralische Gesteine, welche im Großen abgebaut werden. Ein Gemenge von Salz und Ton, aus dem das  $\text{NaCl}$  durch Auslaugung und dann durch Eindampfen der konzentrierten Lösung (Sole) gewonnen wird, heißt in den Alpen Haselgebirge.

Die Salzgesteine zeichnen sich oft durch ihre lebhaften und rasch wechselnden Farben aus, wodurch die intensive Faltung der Lagerstätten besonders deutlich wird. Weiße, graue, rote und gelbe Schichtbänder wechseln miteinander ab. Dabei sind die einzelnen Farben keineswegs grundsätzlich für bestimmte Salzminerale oder Salzgesteine kennzeichnend. Sie sind vielmehr auf Beimengungen zurückzuführen. Graufärbung wird durch Beimengung von Ton oder Bitumen, bisweilen auch durch Schwefelkies verursacht. So fand z. B. W. PETRASCHECK im Lösungsrückstand von geschichtetem alpinen Triassalz feinen Gelpyrit (sogenannten Melnikowit). Die Rotfärbung des Salzes geht auf  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  zurück.

Hinsichtlich der *Bauwürdigkeit* der Salze ist zu sagen, daß eisenoxidfrees Steinsalz mit mindestens 98%  $\text{NaCl}$  direkt vermahlen und als Speisesalz oder Industriesalz verwendet werden kann. Aus unreinem Salzgestein wird Siedesalz gewonnen. Das Haselgebirge in den Alpen ist etwa ab 30%  $\text{NaCl}$ -Gehalt für den Laugbetrieb in den Salzbergen bauwürdig.

Carnallitgestein wird ab 9%  $\text{K}_2\text{O}$  gebaut, Kainit ab 10%. Besonders wertvoll ist Sylvinit, welcher praktisch 12–25%  $\text{KCl}$  enthält.

## II. Die Bildung der Salzlager

### 1. Die Salzbildung in der Gegenwart

#### Physiko-chemische Bedingungen

Die Salzlager sind chemische Abscheidungen aus dem Meerwasser, allerdings nicht aus dem offenen Meer, sondern aus abgeschnürten und verdunstenden Teilen desselben.

Der mittlere Salzgehalt des offenen Meeres beträgt 3,5%, d. h. in 1000 g

Meerwasser sind 35 g Salz. Von diesen 35 g Salz sind 27 g NaCl, 3,8 g  $\text{MgCl}_2$ , 1,6 g  $\text{MgSO}_4$ , 0,86 g  $\text{K}_2\text{SO}_4$ , 0,12 g  $\text{CaCO}_3$  und 0,08 g  $\text{MgBr}_2$ . Die Konzentration der Salzseen ist ungefähr zehn mal so hoch (30–36%).

Für NaCl liegt der Sättigungspunkt für 25 Grad C bei einem Gehalt von 26,7%. Die Kochsalzabscheidung erfolgt unter Bildung von Krusten, die anfangs auf der sonnendurchwärmten und besonders konzentrierten Wasseroberfläche schwimmen und dann allmählich absinken.

Im Großen und Ganzen geht die Abscheidung der Salze in der Reihenfolge zunehmender Löslichkeit vonstatten. Zuerst sedimentieren Kalk bzw. Dolomit, dann Gips bzw. Anhydrit, dann Steinsalz und zuletzt die am längsten löslichen Kali- und Magnesiumsalze. Weil die letztgenannten Salze so leicht löslich sind, ist es nur in seltenen Fällen zu ihrer Abscheidung gekommen. Gewöhnlich sind die Restlaugen wieder ins Meer zurückgeflossen oder im Zuge klimatischer Veränderungen verdünnt worden.

Da das NaCl im Meerwasser überschüssig vorhanden ist, scheidet es sich nach Erreichung seines Sättigungspunktes auch weiterhin gleichzeitig mit den später ausfallenden K- und Mg-Salzen aus. Die physiko-chemische Theorie der Salzabscheidung aus dem Meerwasser ist von J. H. van't HOFF und E. JAENECKE und D'ANS, neuerdings auch von H. BORCHERT, entwickelt und eingehend begründet worden. Danach ergibt sich folgendes *theoretisches Salzprofil* für eine Temperatur von 25 Grad C:

10. Bischofit-Zone	}	mit Steinsalz,
9. Carnallit-Zone		
8. Kainit-Zone		
7. Kali-Magnesia-Sulfat-Zone		
6. K-freie Magnesia-Sulfat-Zone		
5. Steinsalz-Polyhalit-Zone,		
4. Steinsalz-Anhydrit-Zone,		
3. Steinsalz-Gips-Zone,		
2. Gips-Zone,		
1. Kalk-Dolomit-Zone.		

In großen Zügen entspricht diese Folge auch der in der Natur. Auf die beträchtlichen Abweichungen wird noch an mehreren Stellen zurückzukommen sein.

Eine solche Abweichung betrifft schon das quantitative Verhältnis der einzelnen Salzarten. Wenn man mit E. ERDMANN die Salzschiehtmächtigkeiten vergleicht, die sich einerseits aus der Verdunstung normalen Meerwassers ergeben würde, andererseits im Normalprofil der am genauesten bekannten deutschen Zechsteinsalze von Staßfurt tatsächlich vorhanden sind, so zeigen sich auf 100 m Steinsalz bezogen folgende Schichthöhen:

Theoretisch aus Meerwasser.		Staßfurter Profil.
Bischofit	23,53 m	fehlt
Carnallit	13,99 m	4,68 m
Kieserit	7,17 m	2,25 m
Anhydrit u. Gips	3,37 m	5,71 m (mit dem liegenden Anhydrit
Kalk	0,35 m	20,41 m)
		nicht bestimmt.

Der Anteil des  $\text{CaSO}_4$  ist also in der Natur größer, was auf eine Zufuhr durch festländische Wässer zurückzuführen ist. Bischofit ist im deutschen Salzprofil gar nicht ausgeschieden worden wegen seiner hohen Löslichkeit. Analoge Abweichungen von dem theoretischen Mengenverhältnis zeigen uns die gegenwärtigen Salzabscheidungen.

### Klimatische Bedingungen

Salzabscheidung findet nur statt, wenn die Verdunstung den Zufluß und die Niederschläge überwiegt. Sie ist daher an die ariden, und zwar überwiegend an die warm-ariden Gebiete gebunden. Die Salzseen Californiens und Utahs, die Meeressalinen an den Küsten des Schwarzen Meeres, die Salzbucht des Karabugas an der Ostküste des Kaspischen Sees, die Salzseen von Turkestan und Kleinasien, das Rote Meer sind einige Beispiele dafür.

Die Bindung der gegenwärtigen salinaren Zonen der Erde an die warmen Trockengürtel zeigt Abb. 126.

### Räumliche Bedingungen

Das in der Gegenwart gebildete Salz kann aus festländischen oder marinen Wässern abgeschieden sein. Festländischer Herkunft sind die weit verbreiteten Ausblühungen der Wüstenböden, die ihre Entstehung dem aufsteigenden u. verdunstenden Grundwasser verdanken (Oberflächenkalke, Gipskrusten, Salzkrusten). Die Mächtigkeit dieser Krusten ist gering, was auch für die entsprechenden fossilen Bildungen gilt.

Festländisch sind auch die Salzsümpfe, das sind mit salzigem Ton-schlamm gefüllte Becken. Beispiele

Abb. 126. Die salinaren Zonen der Jetztzeit.  
(Nach F. Lotze.)

sind die Salzsümpfe der Kirgisensteppe zwischen Wolga und Ural und der Große Kewit in Iran.

Schließlich ist festländischer Herkunft das Wasser der nicht mit dem Meere in Verbindung stehenden Salzseen. Die hohe Salzkonzentration dieser ursprünglich süßen Seen ist nur durch die allmähliche Austrocknung entstanden, welche an dem nachweislichen Schwund der Fläche erkennbar ist. Ein typisches Beispiel ist der große Salzsee in Utah.

Die wichtigsten fossilen Salzlager aber liegen in marinen Ablagerungen und so interessieren uns hier vor allem die gegenwärtigen Bedingungen der Salzabscheidung aus dem Meerwasser.

Die erforderliche hohe Konzentration kann offenbar nur dadurch zustande kommen, daß bei starker Verdunstung immer neues Meerwasser zufließt, ohne

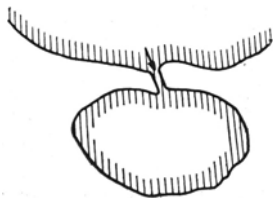


Abb. 127. Salzlage und Kanal. (Schema des Karabugas.)

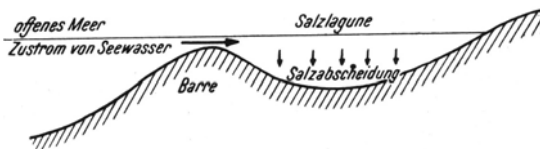


Abb. 128. Salzabscheidung nach der Barrentheorie von OCHSENIUS.

daß die angereicherte und spezifisch schwerere Lauge zurückströmen kann. Dies ist der Fall bei den Salzlagen, also abgeschnürten Seitenbuchten des Meeres, welche mit dem Meere selbst nur durch einen engen Kanal in Verbindung stehen. Das klassische Beispiel dafür ist nach OCHSENIUS die Karabuga-Bucht

am Ostrand des Kaspischen Meeres (Abb. 127). Diese Bucht ist maximal nur 15 m tief und wird vom Kaspischen Meer durch eine Schwelle getrennt, welche nur durch einen 100–500 m breiten Verbindungskanal unterbrochen ist. Das Wasser in der Bucht verdunstet, die schwere, konzentrierte Lauge nimmt die tieferen Teile der Wanne ein und neues Meerwasser fließt durch den Kanal zu. Die Konzentration in der Karabugas-Bucht hat etwa 20% erreicht; Gips scheidet sich bereits reichlich aus, Salz im allgemeinen noch nicht.

Zur Erzielung ähnlicher Verhältnisse ist nicht einmal eine über den Wasserspiegel hinausragende Schwelle erforderlich. Es genügt auch eine untermeerische Barre, welche den Rückfluß der konzentrierten Laugen aus der Bucht verhindert (Abb. 128).

Noch vollständiger erfolgt die Eindampfung in völlig abgeschnittenen Meeresteilen. Ein solcher Fall liegt im Salton Sink am NW-Ende des Golfes von Californien vor, ein anderer in der Dankalischen Depression von Erythräa-Abessinien. Diese Depression liegt 40 m unter dem Spiegel des Roten Meeres; ihr Boden ist mit 20–30 m Gips und 3–max. 20 m Salz bedeckt.

Die allmähliche Schrumpfung der eindampfenden Salzwässer bewirkt es, daß sich die konzentrierteren Lösungen in den tiefsten Teilen der Becken sammeln und dort abscheiden.

Auch die ursprünglichen Konzentrationsverhältnisse verweisen die Salzabscheidung in die Mitte der Becken. Denn von den Ufergebieten fließt Süßwasser zu, so daß die Lösung in der Mitte konzentrierter ist. Wie weitreichend diese Aussüßung bei großen Strömen ist, zeigt das Beispiel des Kongo, dessen Wasser bis 270 km weit ins Meer hinaus erkennbar ist. Von der Amazonas-Mündung ausgehend ist süßes Wasser sogar auf 460 km Entfernung noch erkennbar. Im kleineren Ausmaß wirkt sich das natürlich bei allen Uferzuflüssen aus. Dieses Konzentrationsgefälle gibt sich durch einen seitlichen Wechsel der Abscheidungen bei sehr vielen fossilen Salzlagerstätten zu erkennen.

## 2. Die Salzbildung der geologischen Vergangenheit

### Physiko-chemische Bedingungen

Über die Zusammensetzung der Meere der Vorzeit können nur sehr unbestimmte Vermutungen geäußert werden. Nach den kritischen Betrachtungen von F. LOTZE stammen die Kationen (Na, K, Mg, Ca) des Meerwassers letzten Endes aus der Verwitterung der Eruptivgesteine, die Anionen (Cl, SO<sub>4</sub>) aus den magmatogenen Exhalationen. Wenn dem so ist, so müßte das Meerwasser im Laufe der Erdgeschichte konzentrierter geworden sein. In Übereinstimmung damit könnte das Fehlen von bekannten Salzlagerstätten im Präkambrium und die Seltenheit in altpaläozoischen Formationen stehen. Andere Forscher, wie z. B. F. RINNE haben schon einen beträchtlichen Salzgehalt des Urmeeres angenommen, der aus den Salzniederschlägen der Ur-Atmosphäre kommen soll.

Ebenso vage sind Überlegungen über eine Änderung des Verhältnisses der einzelnen Salze zueinander im Laufe der Erdgeschichte. Da Lagerstätten von Kalium- und Magnesiumsalzen unvergleichlich seltener sind als solche von Steinsalz und da also die Laugen der leicht löslichen Salze in den meisten Fällen noch vor einer Abscheidung in das offene Meer zurückwandern, so könnte man daraus auf eine allmähliche relative Zunahme des Kalium gegenüber dem Natrium im Meerwasser schließen. Andererseits wird das Kalium in den tonigen Sedimenten auch der Meere ungleich stärker adsorbiert als das Natrium, so daß eine quantitative Bilanz schwierig ist.

Die vorerwähnten Abweichungen des theoretischen Salzprofils, das sich aus

normalem Meerwasser von 25 Grad C ergäbe, zu dem tatsächlichen Profil von Staßfurt sind aber noch von anderer Art, als daß sie bloß durch eine abweichende Zusammensetzung des Meerwassers erklärbar wären.

Besondere Überlegung verursacht die Deutung jener Mineralien, die bei höheren Temperaturen gebildet wurden. Wir finden statt der theoretischen Gipszone an der Basis der Salzfolge eine Anhydritzone. Anhydrit entsteht aus Gips bei 42 Grad C, in Gegenwart von konzentrierter NaCl-Lösung allerdings schon bei 18 Grad C. Reliktische Gipskristalle im Anhydrit des deutschen Zechstein beweisen nach H. BORCHERT diese Umwandlung. Es ist allerdings keineswegs sicher, daß aller Anhydrit aus Gips entstanden ist: die Feinschichtung im dunklen Anhydrit alpiner Salzlager läßt eher auf eine primäre Entstehung schließen, da eine Umwandlung aus Gips unter bedeutender Wasserabgabe diese Struktur wohl gestört hätte. Die Bildungstemperatur des Langbeinitz, der in der K-Mg-Sulfat-Zone von Staßfurt auftritt, ist 37 Grad C, die des Vanthoffits aus der K-freien Mg-Sulfat-Zone 46 Grad. Das Hartsalz an Stelle der Carnallitzone bildet sich bei 72 Grad C.

Die eine Erklärungsart dieser Hochtemperatur-Salze liegt in der thermischen Umwandlung bei der Versenkung in größere Tiefe (Thermometamorphose). Darüber wird noch gesprochen werden. Da aber gegen die Thermometamorphose Einwendungen erhoben worden sind, sind auch die Möglichkeiten hoher Temperaturen bei der primären Ausfällung der Salze erwogen worden. In californischen und siebenbürgischen Salzseen sind als Folge starker Sonnenbestrahlung sehr hohe Wassertemperaturen gemessen worden; so im Medve See in Siebenbürgen häufig 50 Grad C, ausnahmsweise sogar über 70 Grad. Allerdings dürften die Temperaturverhältnisse im großen Zechsteinmeer doch abweichend gewesen sein von denen kleinerer, unbewegter Salzseen.

Ein weiterer Grund für die Abweichung der natürlichen von der theoretischen Salzfolge liegt darin, daß die Abscheidung in der Natur nicht stetig in einem abgeschlossenen System erfolgte, sondern durch Zuflüsse von Süßwasser oder Überflutungen von Meerwasser unterbrochen wurde. Ein Beispiel dafür ist die mehrfache Wiederholung der Salzfolge im deutschen Zechstein, der ständige Wechsel von Salz-, Gips-, Kalk- und Mergellagen im Oberrheintal, in Galizien u. a. O. und schließlich auch die Schichtung im Salz selbst, die sogenannten „Jahresringe“.

Diese *Jahresringe*, die besonders typisch das ältere deutsche Zechsteinsalz, aber auch sonst noch verschiedene Salzlager zeigen, sind dünne Lagen von Anhydrit, Ton, bisweilen auch Polyhalit und Kieserit im grauen Steinsalz; ihr Abstand beträgt meist nur wenige Dezimeter. Die allgemeine Auffassung ist die, daß es sich hier um Auswirkungen periodischer klimatischer Schwankungen handelt, bei den anhydritischen Jahresringen also etwa um Süßwasserzuflüsse, durch welche die Sättigung für NaCl zeitweise aufgehoben wurde. In Übereinstimmung damit steht, daß die anhydritischen Jahresringe des Mittelzechsteinsalzes im Werrabecken randlich in tonige Jahresringe übergehen. Aber nicht nur periodische Zufuhrschwankungen, sondern auch periodische Verdunstungsschwankungen können zu Jahresringen führen. In allen diesen Fällen ist eine klimatische Periodizität die Ursache. Es ist jedoch nicht sicher, daß dieser klimatische Rhythmus ein jahreszeitlicher war; denn bei der Zählung der Jahresringe würde sich so für die Bildung des ganzen, mehrere hundert Meter mächtigen älteren Zechsteinsalzes in Mitteldeutschland nur eine Zeitspanne von einigen tausend Jahren ergeben. Es liegt also vielleicht eine größere Klima-Periode zugrunde. Demgegenüber halten G. RICHTER-BERNBURG und H. BORCHERT die rasche Sedimentation und damit den Jahresrhythmus für wahrscheinlich.

Rezente Salzsedimente zeigten eine Jahressedimentation von einigen Centimetern, in Unterägypten sogar 7—14 cm.

Abzulehnen ist die Erklärung der Jahresringe durch rhythmische Fällung. Nach E. FULDA und H. RÖHLER soll sich das Sulfat in der Salzlösung bis über den Sättigungspunkt hinaus anreichern, um dann nach Überschreitung eines Schwellenwertes spontan auszufallen; danach scheide sich wieder fortlaufend das Steinsalz aus. Dagegen spricht schon nach F. LOTZE das gleichmäßige akzessorische Auftreten von etwas Anhydrit auch in Steinsalzbänken zwischen den Jahresringen sowie das Vorhandensein toniger Jahresringe.

Von besonderem Interesse ist der Bromgehalt des Salzes, welcher nach R. KÜHN in der Salzfolge von unten nach oben entsprechend erhöhter Konzentrierung des Meerwassers zunimmt.

### Paläoklimatische Bedingungen

Die Salzbildung ist — ähnlich wie die Kohlenbildung — im Laufe der Erdgeschichte an bestimmte Zeiten und Zonen gebunden gewesen. Etwas Salz zusammen mit Gips ist seit dem Kambrium zu allen Zeiten entstanden, aber diese salinaren Faziesbildungen sind nicht gleichwertig den großen Salzlagerstätten der Erde mit ihren hunderte von Metern umfassenden Steinsalzserien und den darüber liegenden Kaliflözen, deren Hauptvertreter im Perm und im Tertiär zu finden sind. Arides Klima und entsprechende tektonische Formung der Sedimentationsräume sind die Voraussetzungen der Lagerstättenbildung.

Was die *Zeitlichkeit* der Salzbildung betrifft, so sind präkambrische Salzlagerstätten nicht bekannt. Im Kambrium Sibiriens, Pakistans und Persiens und im Silur des Baltikums und Canadas finden sich salinare Schichten. Wenig Salz liegt über den Gipsmergeln des Oldred (Devon) in Estland und in der untercarbonischen Gipsformation von Michigan. Ins Perm gehören die flächenmäßig weit verbreiteten Salz- und Gipslager der mittleren Vereinigten Staaten, die bis an die Golfküste heranreichen, die großen Salzlager des Ural-Vorlandes (Solikamsk) und der Ukraine (Bachmut) sowie schließlich die deutschen Zechsteinsalzlager. Permo-triadisch sind die Salzlagerstätten in den Ostalpen und in Thüringen, mittel-triadisch die Muschelkalksalze SW-Deutschlands, obertriadisch die Keupersalze Groß-Britanniens und Spaniens, jurassisch einige Salzschiefer im Golfgebiet und im Nordkaukasus, kretazisch die Salze und Gipse des Amazonas-Gebietes und Ägyptens. Im Alttertiär sind die wichtigen Steinsalz- und Kalilager des Ebrobeckens in Spanien und des Oberrheintales sowie Steinsalzvorkommen in Ägypten und in Kleinasien gebildet worden. Ins jüngere Tertiär schließlich gehören die Salzlagerstätten des Karpathenvorlandes, Mesopotamiens, Südpersiens u. a.

Die Zeiten der Salzbildung fallen nach F. LOTZE zusammen mit den Zeiten des generellen Rückzuges der Meere im Anschluß an die Hauptphasen der Gebirgsbildung. Das geht klar aus den nachstehenden Kurven hervor (Abb. 129). Der Grund dieses Zusammenhanges ist leicht einzusehen: Die weit verbreitete Hebung des Landes engt die verdunstende Fläche des Meeres ein und begünstigte so das aride Klima. Die Hebung bewirkte ferner eine Abschnürung verschiedener Meeresteile und ermöglichte damit deren Austrocknung.

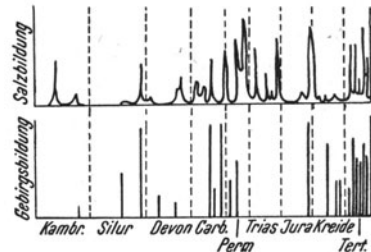


Abb. 129. Salzabscheidung und Gebirgsbildung. (Nach F. LOTZE.)

So wie heute, so war wohl auch in der geologischen Vergangenheit die Salz- bildung vorwiegend an die warm-ariden Klimagürtel gebunden. F. LOTZE hat am Beispiel der nördlichen Erdhalbkugel anschaulich zu machen versucht, wie die Salinargürtel seit dem Paläozoikum immer weiter nach Süden wanderten, was in Verbindung mit einer Polverschiebung denkbar ist.

### Räumliche (paläogeographische) Bedingungen

Wie uns die Gegenwart lehrt, bilden sich die Salzlager häufig in tief liegenden Wannen und Senken. Das war auch in der geologischen Vergangenheit der Fall und so spiegeln die Salzlagerstätten vielfach die weitspannigen Einmündungen von bestimmten Gebieten wieder.

Das zeigt sich nach H. STILLE besonders klar an der Umgrenzung der deutschen Zechsteinsalze (Abb. 130). Die Schwellen und Tröge der Rotliegendzeit

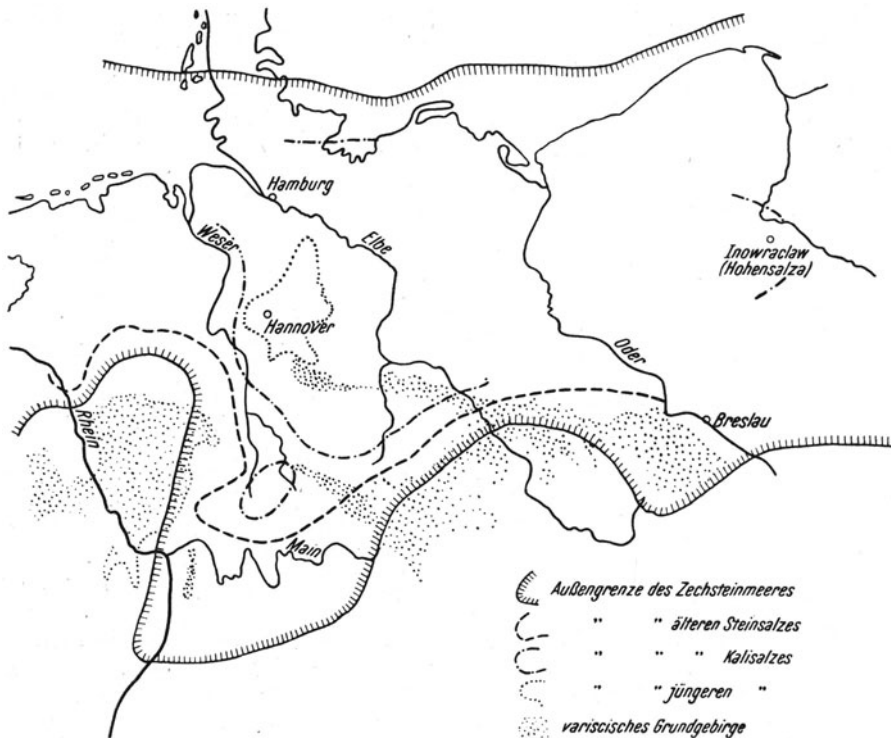


Abb. 130. Die Umgrenzung der deutschen Zechsteinsalze als Abbild der rheinisch gerichteten Quersenke. (Nach H. STILLE.)

hatten noch das ONO-Streichen des sich allmählich verflachenden und im Schutt ertrinkenden variscischen Gebirges; zur Zechsteinzeit bildete sich quer dazu eine tief in den Gebirgskörper eingreifende Senke von rheinischer (NNO) Richtung. Das ältere Kalilager markiert diese Depressionszone in der Hessischen Senke und das jüngere Kalilager von Hannover liegt in der nordnordöstlichen Fortsetzung davon. Es zeichnete sich also hier erstmalig in der Geschichte des deutschen Bodens die rheinische Richtung ab, jene Richtung, die im jüngeren Mesozoikum und im Tertiär gerade wieder in dem Streifen Oberrheinthal—Hessische



Senke—Hannover—Schleswig die kennzeichnende Streichrichtung der Grabenbrüche und salzerfüllten Zerrspalten wurde.

Andere Salzlagerstätten liegen in den Vortiefen der Gebirge (Karpaten, Pyrenäen, Betische Ketten) oder in Binnenbecken.

Die räumliche Verteilung der einzelnen Salzarten ist von Gesetzmäßigkeiten beherrscht, von welchen bereits im Zusammenhang mit der Zunahme der Salzkonzentration gegen das Beckenninnere die Rede war. Es finden sich also die schwerer löslichen Verbindungen (Carbonate und Gips) nahe den Rändern, die leichter löslichen Salze in der Mitte der Becken.

Ein schönes Beispiel dafür ist das tertiäre Becken von Calatayud im Inneren Spaniens (Abb. 131). Im deutschen Oberzechstein



Abb. 131. Fazieswechsel im salinaren Becken von Calatayud (Nach F. Lotze.)

vertritt der Plattendolomit der hessischen und thüringischen Randgebiete den Hauptanhydrit der zentralen Gebiete. Auch die Salzlagerstätte des westlichen Ural-Vorlandes zeigt seitliche Faziesänderungen in Annäherung an den Rand (Abb. 141).

### III. Die Umformung der Salzlager

#### 1. Die Umformung der Salzgesteine

##### Die thermisch-chemische Umwandlung

Die vorerwähnten Salzmineralien und Salzgesteine von hoher Bildungstemperatur werden nach F. RINNE, R. LACHMANN, S. ARRHENIUS, E. JAENECKE u. a. durch die Erdwärme bei der allmählichen Versenkung und mächtigen Überlagerung der Salzlager erklärt. So soll in der Kali-Magnesiumsulfatzone bei 37 Grad Celsius in rund 1000 m Tiefe Langbeinit + Kieserit und bei 42 Grad in der Gipszone Anhydrit entstehen. Das Hartsalz soll sich bei 72 Grad aus Carnallit und Magnesiumsulfat bilden, wobei Laugen mit  $MgCl_2$  frei werden. Ohne Anwesenheit von Kochsalzlösung entstünde der Anhydrit aus Gips bei 100 Grad in 3000 m Tiefe unter Freisetzung beträchtlicher Wassermengen.

Wenn die Laugen an Ort und Stelle verbleiben, so kann beim Hochsteigen des Salzes in den Bereich der kühleren Temperaturen die Reaktion wieder rückläufig werden. Sind die Laugen abgewandert, so bleiben die thermometamorphen Salze erhalten.

Gegen diese in vieler Hinsicht sehr plausible Erklärung sind Einwände erhoben worden: Das vielfach nur örtliche Auftreten der Hochtemperatursalze spricht gegen die geothermische Umwandlung, welche regional wirkt. Die Bedeckung habe in manchen Gebieten, so im Werragebiet, im Südharz und in Südhannover nicht die geforderte Mächtigkeit erreicht. Schließlich zeige gerade das Hartsalz, welches ein thermometamorphes Produkt sein soll, eine gut entwickelte Feinschichtung, während der Carnallit als das angeblich primäre Gestein oft Trümmerstruktur hat.

Dem ersten Einwand läßt sich mit dem Hinweis auf das Wegfließen oder Bleiben der Laugen begegnen; dem zweiten mit dem Hinweis auf die größere Erdwärme (kleinere geothermische Tiefenstufe) zur Zeit des miozänen Basaltvulkanismus im Werra-Gebiet, in Hessen und in Südhannover. Schwerwiegend

ist das Argument der Feinschichtung des Hartsalzes. Man ist heute überzeugt, daß das geschichtete Hartsalz eine frühere Bildung sei und im Gegenteil der Trümmer-Carnallit aus diesem durch Zufuhr von  $MgCl_2$  gebildet wurde.

Es sind also die Hochtemperatursalze wohl teils primär bei hohen Wassertemperaturen (Seite 26), teils sekundär durch Thermometamorphose entstanden. Die Laugenwanderung bei der Metamorphose der Salze spielt die entscheidende Rolle.

### Die mechanisch-tektonische Umwandlung und der Stoffumsatz

Jede Salzlagerstätte läßt durch ihre Faltenbilder und Fließstrukturen die außerordentliche *Plastizität der Salzgesteine* erkennen selbst in jenen Fällen, wo die umgebenden Gesteine eine viel schwächere tektonische Beeinflussung zeigen.

Von vielen Forschern, so von MILCH, GELLER, RINNE, JOFFÉ, STÖCKE, BORCHERT, STAMATIŮ, W. SCHMIDT u. a. sind experimentelle Untersuchungen über die Verformbarkeit der Salze durchgeführt worden. Am lehrreichsten sind in dieser Hinsicht wohl die Versuche von WALTER SCHMIDT, weil sie am besten Rückschlüsse auf die geologischen Vorgänge ermöglichen.

W. SCHMIDT hat die Fließgrenze des Steinsalzes an zylindrischen Probekörpern bestimmt, welche einerseits einem axialen Druck, zugleich aber auch einem allseitigen Manteldruck durch eine umgebende Flüssigkeit ausgesetzt waren. Die Festigkeitsgrenze war bei einer Druckbelastung von 60 bis 100 kg/qcm was einer Scherbeanspruchung von nur 30—50 kg/qcm entspricht, erreicht. Dabei trat schon eine beträchtliche bleibende Deformation auf. Wenn aber die Belastung aufgehoben und dann neuerdings angesetzt wurde, so lag die Fließgrenze höher. Das Steinsalz verfestigt also rasch. Gefügekundlich ist dies, wie die Verfestigung kristalliner Aggregate überhaupt, so zu erklären, daß die bei der ersten Beanspruchung betätigten Korngleitflächen unbrauchbar werden und neue, von vornherein ungünstiger gelegene herangezogen werden. Das Ergebnis ist also im geologischen Körper nicht die Beibehaltung der Bewegung an einer einzigen, anfänglich angelegten Gleitbahn, sondern die differentielle Verformung an zahllosen Gleitflächen, also das Bild der stetigen Deformation. Diese Deformationsart findet im allgemeinen bei Gesteinen nur in größeren Tiefen bei hohem allseitigen Druck statt, beim Salz aber schon in ganz geringer Tiefe. Darum spielt das Salz auch bei geringer Beanspruchung in Oberflächennähe eine „Tiefentektonik“ mit liegenden Falten und Einwickelungen, wie sie sonst nur in den unteren Stockwerken alpiner Deckengebirge bekannt sind.

Die Abnahme der Fließgrenze mit zunehmender Temperatur hat JOFFÉ an Steinsalz-Einkristallen gezeigt. Die Fließgrenze betrug:

bei 20 Grad C	90 kg/qcm
bei 60 Grad C	80 kg/qcm
bei 100 Grad C	65 kg/qcm
bei 200 Grad C	45 kg/qcm

Die unterschiedliche Plastizität der verschiedenen Salzgesteine ist an der Zerkleinerung und Zerreißung der jeweils spröderen, der Einpressung und Einknetung der plastischeren zu erkennen. Für Norddeutschland haben E. SEIDL und F. LOTZE nachstehende Reihe zunehmender Plastizität festgestellt: Salzton — Anhydrit — Steinsalz — Carnallit — Sylvinit. In den alpinen Salzlagerstätten ist die Reihenfolge nach O. SCHAUBERGER folgende: Anhydrit — Mergel — Ton — armes Haselgebirge — Steinsalz — reiches Haselgebirge.

Salztektonik ist Fließtektonik. In der plastischen Grundmasse schwimmen die spröden Einschlüsse, werden durch die Reibung des strömenden Mediums

zerrissen, verflößt und in Reihen aufgelöst. Nach Beobachtungen von O. SCHAU-BERGER in Hallstatt und W. E. PETRASCHECK in Hallein zeigen die Toneinschlüsse im Salz vielfach Brockenschwänze (Abb. 132a). Es ist schwer zu sagen, ob diese nach hinten oder nach vorne im Sinne der allgemeinen Bewegung zeigen. SCHAU-BERGER meint nach vorne, da das plastische Salz schneller fließt als die Ein-

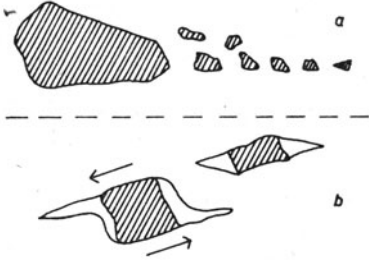


Abb. 132. a) Brockenschwanz, b) monoklin-symmetrische Streckungshöfe um Einschlüsse in Hallein.  
(Nach W. E. PETRASCHECK.)



Abb. 133. Ansammlung von Einschlüssen in Salzmulden. (Nach O. SCHAU-BERGER.)

schlüsse, diese also eine relativ gegenläufige Bewegung zum allgemeinen Fließen ausführen. Das ist an sich plausibel. W. E. PETRASCHECK hat aber demgegenüber festgestellt, daß die Brockenschwänze in Hallein in jene Richtung weisen, aus der nach dem Gesamtbild das Salz aufgestiegen ist, und er erinnert überdies an ein magmatisches Beispiel, das ähnliches zeigt. Manche Tonbrocken im Salz von Hallein zeigen Streckungshöfe, welche von neu ausgeschiedenem weißen Steinsalz gefüllt sind. Die Streckungshöfe haben bisweilen „monokline Symmetrie“ (Abb. 132b) als Folge der Schiebung bei der Deformation.

Für das Zurückbleiben der Einschlüsse hat SCHAU-BERGER die Ansammlung derselben in Salzmulden geltend gemacht (Abb. 133), während die anschließenden Sattelkerne reines Salz enthalten. Das Salz des alpinen Haselgebirges ist zum Teil aus dem Ton zu Linsen und Adern ausgequetscht worden (H. MAYRHOFER). Das salzreiche Grünsalzgebirge ist dank seiner Mobilität in den alpinen Salzstöcken am weitesten gewandert (SCHAU-BERGER). Grauer Salzton und Anhydrit blieben beim Aufstieg norddeutscher Salzstöcke mehr in der Tiefe zurück (F. LOTZE). Ähnlich im Sinne einer *tektonischen Entmischung* behauptet PUSTOWKA, daß die kleinen, aus großer Tiefe aufgestiegenen Salzstöcke Rumäniens einschlußärmer seien als die großen aus geringerer Tiefe stammenden. Exakte Untersuchungen zu diesem Problem stehen noch aus.

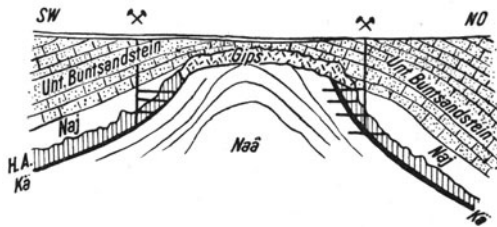


Abb. 134. Der Staßfurter Sattel. (Nach FULDA.)

Neben rein mechanischer Verformung spielen *Rekristallisation* und *Umkristallisation* eine große Rolle. Bei der Umwandlung von Gips zu Anhydrit und bei der Entwässerung von Mg-Sulfaten wurden große Wassermengen frei. Diese

leiten die Umkristallisation ein. Darum ist nach H. BORCHERT oft das an den Anhydrit grenzende Steinsalz in den deutschen Zechsteinlagerstätten besonders grobkörnig. Die Wässer können aus den Abströmgebieten Kali und Magnesium entführen und so die Vertaubungszonen verursachen. *An Stellen des Unterdruckes werden sie aber ihr  $MgCl_2$  absetzen und aus Hartsalz sekundären Carnallit bilden.* Im Unstrut- und Werragebiet sind die Mulden und Senken besonders reich an solchem Carnallit (F. LOTZE).

Eine Rekristallisationsbildung ist auch das *Augensalz* mit glasklaren, etwas linsig gestreckten Steinsalzkörnern in einer trüben mylonitischen Grundmasse. Ein Teil der großen runden Salzaugen alpiner Lagerstätten sind aber offenbar Steinsalzgerölle (SCHAUBERGER).

## 2. Die Formen der Salzlagerstätten

In wenig gestörten Gebieten bildet auch das Salz einfache Schichtplatten. Das ist z. B. der Fall beim obersilurischen Salz am Ontario See, beim Permsalz im Midcontinent-Gebiet oder — im kleineren Maßstab — im Eichsfeld zwischen Harz und Kyffhäuser. Aber auch diese im Großbau flach und konform gelagerten *Salztafeln* zeigen in ihrem Innenbau nicht selten liegende Falten als deutlich sichtbare Folgen jener Beanspruchung, die im starren Deckgebirge darüber höchstens Bruchstrukturen hervorgerufen haben. So ist z. B. im Eichsfeld die mesozoische Decke durch den NO streichenden Ohmgebirgs-Grabenbruch zerspalten, das Salz des flach darunter liegenden Zechstein weist senkrecht darauf, also NW streichende Internfalten auf.

In mäßig gefalteten Gebieten sammelt sich das Salz vor allem in den Satteln. Es liegt im Großen zwar noch konform zu seinen Hangendschichten, ist aber in sich bereits stark verfaltet und verknetet. Die salzführende Schichtserie bildet dabei den Gleit- und Ausgleichshorizont zwischen dem gefalteten Deckgebirge im Hangenden und dem starrerem, nur blockartig zerlegten Grundgebirge im Liegenden. Der Ansammlung des Salzes in den Sätteln entspricht eine gewisse Abwanderung aus den dazwischen liegenden Mulden. Zu diesen konformen *Salzsätteln* gehört z. B. die Antiklinale von Staßfurt (Abb. 134) oder manche Sättel im Uralvorland.

Der Typus der Salzlagerstätte aber ist der *Salzstock* oder *Salzaufbruch* oder *Diapir*. Hier hat das Salz sein ursprüngliches Dach durchstoßen und ist, einem magmatischen Schmelzbrei vergleichbar, hoch hinauf ins Hangende gestiegen. Durch das aufwärts strömende Salz sind die durchbrochenen Schichten vielfach geschleppt und aufgebogen oder sind Schollen zur Seite gestemmt worden. In den obersten Bereichen, die durch geringeren Belastungsdruck gekennzeichnet sind, verbreitern sich die Salzstöcke vielfach keulenförmig, so daß sie im Profil S-förmig gekrümmte Flanken haben. Diese „Salzüberhänge“ im Oberteil können sich bis zu seitlich abströmenden Salzgletschern auswachsen, wie sie aus Südpersien beschrieben werden. Auch aus N-Deutschland sind Salzüberhänge von 1—2 km Länge bekannt (Salzstock von Eicklingen).

Der Innenbau der Salzstöcke ist selbstverständlich durch alle Merkmale der Fließtektonik gekennzeichnet, die im vorigen Kapitel behandelt wurden. Besonders kennzeichnend für die deutschen Salzstöcke ist eine Detailfaltung mit steil stehenden Achsen, welche *Kulissenfaltung* genannt wird.

Hinsichtlich der tektonischen Position und damit auch hinsichtlich der Entstehung gibt es mehrere Arten von Salzaufbrüchen.

Ein Teil derselben sind vorgetriebene und durchgestoßene Sattelkerne. Das gilt für die rumänischen — besonders in der Nähe der Karpaten —, viele persische

und viele norddeutsche Salzstöcke (z. B. Dorm-Sattel, Asse, Abb. 135). Auf die Bedeutung dieser „ejektiven“ Salzsättel hat besonders H. STILLE hingewiesen.

Ein anderer Teil der Salzstöcke ist aufzufassen als von unten mit Salz erfüllte Zerrspalten der Erdkruste. Das hat z. B. F. LOTZE von den Randspalten des Leinetalgrabens (Abb. 136) P. WOLDSTEDT vom Allertalgraben gezeigt (Abb. 137).

Diese beiden Formen tektonisch bedingter Salzaufbrüche sind selbst längsgestreckt und reihenförmig zu *Salzlinien* angeordnet, deren Bedeutung H. STILLE nachdrücklich betont hat. Nur hat es sich, im Gegensatz zu einer älteren Auf-

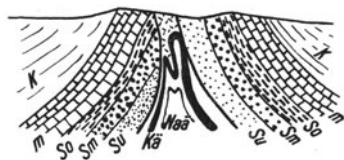


Abb. 135. Durchspießungssattel (Diapir) der Asse. (Nach P. WOLDSTEDT.)



Abb. 136. Salzaufbrüche in den Randspalten des Leinetalgrabens. (Nach F. LOTZE.) S Buntsandstein, m Muschelkalk, K Keuper (u. Lias).

fassung, in Norddeutschland gezeigt, daß nicht alle Salzlinien Hebungsachsen und Sattellinien sind zufolge einer Faltung, sondern z. T. auch langgestreckte Zerrungsbruchzonen, deren Existenz aus mechanisch-tektonischen Merkmalen von F. SCHUH, P. WOLDSTEDT, F. LOTZE, W. E. PETRASCHECK u. a. nachgewiesen worden war. Scheinbar sattelförmige Aufwölbungen des Deckgebirges sind nach H. J. MARTINI nur Aufbeulungen der Schichten am Rand der aufsteigenden Salzstöcke und keine Faltungssättel.

Daneben aber gibt es verschiedentlich auf der Erde auch Salzaufbrüche, die zu keiner Tektonik in deutlich-sichtbarem Zusammenhang stehen und deren Aufstieg offenbar vorwiegend autonom erfolgt ist. Diese Salzstöcke zeichnen sich durch rundlichen oder ovalen Grundriß, durch eine ziemlich regellose Anordnung und durch sehr wenig gestörte Lagerung ihrer Umgebung aus. Hierher gehören die Salzstöcke der Mississippi-Bucht, des spanischen Keupers, zum Teil Südpersiens u. a. m.

Eine letzte Gruppe von Salzlagerstätten ist in Gebirge von alpinem *Deckenbau* einbezogen. Hier tritt das Salz, stark verformt, entweder unter den Decken in fensterartigen Aufbrüchen des Untergrundes auf, wie es K. KREJCI-GRAF und R. NOTH von den Randdecken der Moldau in Rumänien gezeigt haben, oder — nicht minder verknetet — in höheren, überschobenen Decken, wie es E. SPENGLER, O. AMPFERER, W. E. PETRASCHECK u. a. von ostalpinen Salzlagerstätten dargestellt haben. Das Wesen derartiger Lagerstätten ist die Kombination des Formenschatzes der alpinen Deckentektonik mit dem der injektiven Salztektunik.

Eine im Zusammenhang mit den Ursachen des Salzaufstieges viel diskutierte Frage ist die nach dessen *Zeitlichkeit*. H. STILLE hat am Beispiel der Salzstöcke von Bentheim und Wietze-Steinförde in Hannover gezeigt, daß am Rande dieser Aufbrüche gerade jene Diskordanzen ausgeprägt sind, die auch sonst im niedersächsischen Raum die Gebirgsbildungsphasen markieren. Das beweist, daß der Salzaufstieg episodisch während der orogenen Phasen erfolgte.

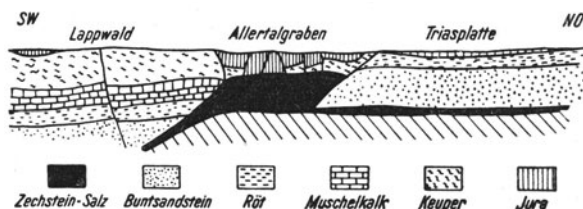


Abb. 137. Salzstock des Allertalgrabens. (Nach P. WOLDSTEDT.)

Andere Forscher, wie GRIPP, SCHUH und LACHMANN haben sich für einen kontinuierlichen Salzaufstieg entschieden, der bis in die jüngste geologische Vergangenheit hinein andauerte. Besonders beweisend waren in dieser Hinsicht die Feststellungen von GRIPP am Lüneburger Salzstock, wo in einer Höhle des Gipsshutes, in dessen unmittelbarer Nähe ein See liegt, über den heutigen Wasserspiegel gehobene Auslaugungslinien des alten Ufers vorhanden sind. Auch der Umstand, daß die Salzstöcke vielfach markante Hügel bilden auch in Gegenden, die durch das diluviale Eis eingeebnet sind, wie z. B. in Lüneburg oder in Rüders-

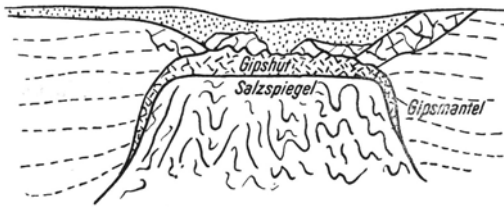


Abb. 138. Gipschut, Gipsmantel und Salzspiegel.  
(Nach E. FULDA.)

dorf bei Berlin oder auch in Sibirien, ist als Beweis für ein Fortdauern des Salzaufstieges in nachdiluvialer Zeit anzusehen. Der Salzstock von Segeberg in Holstein steigt pro Jahr um 1–2 mm (R. TEICHMÜLLER). Für die Kontinuität spricht nach LOTZE auch die stark reduzierte Schichtmächtigkeit des Jungtertiärs gerade nur über den Aufbrüchen

von Keupersalz in Spanien. *Man wird also den Hauptaufstieg während der orogenen Phasen, aber in vielen Fällen eine kontinuierliche Hebung auch zu nicht-orogenen Zeiten anzunehmen haben.*

Daraus folgt, daß der Auftrieb durch den gebirgsbildenden Druck veranlaßt ist, was ja bei der hohen Plastizität des Salzes nur verständlich ist. Daneben aber erfolgt ein isostatisch bedingter Aufstieg des leichten Salzes in die Auflockerungszonen infolge des auf die Salzlager in der Tiefe einwirkenden hohen Belastungsdruckes.

### 3. Die descendente Umwandlung der Salzlagerstätten

Die Salzlagerstätten erleiden im Bereiche des Grundwassers weitgehende Veränderungen. Das Steinsalz wird weggelöst und es bildet sich eine horizontale Ablaugungsfläche aus, welche das Salzlager oder den Salzstock kappt (Abb. 138). E. FULDA hat diese Fläche den *Salzspiegel* genannt. Wenn der Salzspiegel seitlich abfällt, spricht man von einem anschließenden Salzhang.

Die Weglösung des Salzes bedingt einen Volumschwund, der ein Nachsacken des Deckgebirges zur Folge hat. Wenn das Deckgebirge nicht zu mächtig ist, so bilden sich infolgedessen über den Salzstöcken Depressionen und Dellen aus, die mit jüngeren Ablagerungen des Tertiärs und Quartärs gefüllt sind. So sind z. B. die Geländemulden auf dem Sattelkamm des Hildesheimer Waldes oder die Tertiäreinbrüche von Sehnde-Lehrte entstanden.

Die Anhydrit- und Toneinlagerungen des Salzes bleiben als Rückstandsbildungen über dem Salzspiegel zurück. Der so entstehende *Gipschut* ist eine für die Erkennung und für die bergbauliche Erschließung der Salzlagerstätten sehr bedeutungsvolle Bildung. Die Mächtigkeit der Gipschüte beträgt einige Meter bis 100 Meter. Da die Tagwässer auch seitlich an den Salzflanken absickern, bildet sich vielfach ein *Gipsmantel*.

In den oberen Teilen, wo das Süßwasser lösend wirkt, ist der Gipschut von Spalten, Schlotten und Höhlen durchsetzt, welche Wasser, aber auch Geröll oder Schwimmsand enthalten können; in den tieferen Teilen treten konzentrierte Salzlaugen auf. *Der Gipschut ist also für das Schachtabteufen denkbar schwierig, zumal wegen der Salzlaugen das Gefrierverfahren vielfach versagt.*

Günstiger sind tonige Rückstandsbildungen, die sich über dem Salz sowohl aus den Einschlüssen, als auch aus eingebrochenen Deckschichten, wie Geschiebemergeln u. dgl. zusammensetzen können. Man nennt das *Lettenhut*.

Als descendente Umwandlung von Kalisalz sei schließlich die Kainitbildung erwähnt, die in Norddeutschland in Einzelfällen zu *Kainithüten* geführt hat.

## IV. Die Aufsuchung von Salzstöcken

Im humiden Klima halten sich keine Ausbisse von Salz. In Spanien (Cardona) und Rumänien (Slanic) gibt es schon vereinzelt Salzberge. Sie zeigen alle typischen Karrenformen der Lösungsverwitterung.

Salzquellen und Gipsküte sind wertvolle Kennzeichen für Salz in der Tiefe. Bei geringmächtigem Deckgebirge ermöglichen die vorerwähnten, durch Abtragung verursachten Depressionszonen oft eine Lokalisierung vermuteter Salzstöcke. Diese Senkungsbereiche sind vielfach versumpft. Das Gebiet nordwestlich von Aschersleben ist ein Beispiel dafür.

Die geologisch-tektonischen Verhältnisse erfordern je nach Art der Salzstöcke eine kritische Beurteilung der aus der geologischen Karte ablesbaren Oberflächenmerkmale: In Mitteldeutschland findet sich das Zechsteinsalz im Kern der Sättel, also in den Hebungszonen; in der norddeutschen Tiefebene geben sich diese Sättel oft nur durch vereinzelte Triasaufschlüsse zwischen Kreide und Diluvium zu erkennen. Im Allertal dagegen liegt das Salz gerade unter den jüngeren Jura- und Kreideschichten, die oberflächlich nach Art eines Grabens in die große Zerrspalte in der Triasplatte eingebrochen sind.

Geophysikalisch sind die Salzstöcke gut zu erfassen; besonders gravimetrisch wegen der geringen Dichte des Salzes und seismisch wegen der hohen Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen.

Mittels Grundwasseranalysen hat man im Gebiete der Golfküste an der zunehmenden Salinität verborgene seichte Salzstöcke gesucht.

## V. Wichtige Salzlagerstätten

### 1. Die Salze des deutschen Zechstein

An den deutschen Zechsteinsalzen ist die Bildung der Salzlagerstätten überhaupt in grundsätzlicher Weise studiert worden. Zudem galten sie lange Zeit als die einzigen Kalisalzlagerstätten der Erde.

Die Schichtfolge ist im Hauptbecken (Staßfurt und Hannover) und in den weniger tief eingesunkenen Nebenbecken (Werra-Fulda und Niederrhein) verschieden.

Die Schichtfolge des Hauptbeckens läßt eine viermalige Wiederholung des Zyklus: Ton-Anhydrit-Steinsalz-(Kalisalz) erkennen. Viermal also wurde das Becken überflutet und dampfte neu ein. Die Ausscheidungszyklen der zunehmenden Konzentration werden über den Kalilagern bedeckt von sehr geringmächtigen Folgen abnehmender Konzentration, welche der



Abb. 139. Typen der norddeutschen Salzstöcke. (Nach E. SEIDL.)

raschen Verdünnung entsprechen. So liegt über dem Flöz Staßfurt 1 m Decksteinsalz und darüber Tonanhydrit.

Die Umgrenzung des deutschen Zechsteinbeckens und der Ablagerungsräume der einzelnen Salzstufen im Zusammenhang mit der in rheinischer Richtung

<i>Normaltypus</i> (N-Deutschland)		<i>Nebenbecken-Typus</i> (Werra)		
4. Zyklus	Obere Letten	5 m		
	Jüngstes Steinsalz	50 m		
	Pegmatitanhydrit	1 m		
	Roter Salzton	15 m		
<hr/>				
3. Zyklus	Kaliflöz Riedel	5—10 m		
	Jüngeres Steinsalz	70—150 m	Obere Letten	5 m
	Kaliflöz Ronneberg	5—10 m		
	Jüngeres Steinsalz	40—50 m		
	Hauptanhydrit	35 m	Plattendolomit	25 m
	Grauer Salzton	8 m	Untere Letten	30 m
<hr/>				
2. Zyklus	Kaliflöz Staßfurt	6—20 m		
	Älteres Steinsalz	40—700 m	Steinsalz	5 m
	Basalanhydrit	2 m	Anhydrit	10 m
	Stinkschiefer-Hauptdolomit			
<hr/>				
1. Zyklus	Oberer Anhydrit	20 m	Brauner Salzton	10 m
	Ältestes Steinsalz	6 m	Steinsalz mit Kaliflözen	250 m
	Unterer Anhydrit	30 m	Anhydritschiefer	8 m
<hr/>				
	Zechsteinkalk		Zechsteinkalk	
	Kupferschiefer		Kupferschiefer	
	Zechsteinkonglomerat		Zechsteinkonglomerat	

verlaufenden Großeinmuldung des variscisch gefalteten Untergrundes war schon auf Seite 228 besprochen worden. Die Aufpressung des Salzes zu Sätteln und Stöcken erfolgte — soweit sie nicht in gewissem Umfang kontinuierlich verlief —

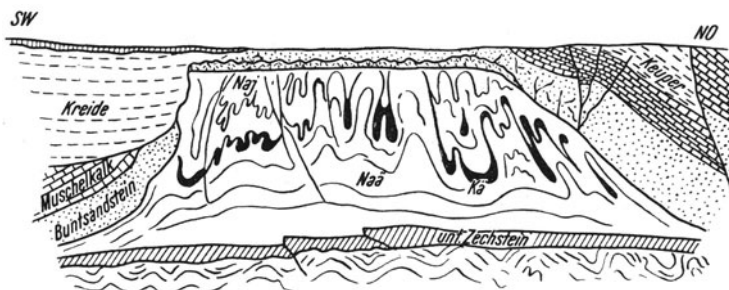


Abb. 140. Schema des Salzstockes von Benthe-Ronneberg als Hannoverscher Typus.  
(Nach E. SEIDL.)

während der Phasen der jungmesozoischen und tertiären („saxonischen“) Gebirgsbildung. Auch die Richtung und Reihung der Salzstöcke zu Salzlinien ist, wie H. STILLE gezeigt hat, in Norddeutschland vorwiegend an das rheinische NNO-Streichen gebunden.

Unter den Salzstöcken unterschied E. SEIDL drei Typen, die auch vom bergmännischen Standpunkt verschieden zu behandeln sind (Abb. 139). Der *Staßfurter Typ* besteht aus einem konformen Salzsattel, der tief abgelagert ist, so daß das Kalilager nur an den Flanken, dort durch Spezialfaltung vielfach verdickt, erhalten ist. Die bergmännische Erschließung des Kalilagers ist somit einfach, da sie von den Flanken aus erfolgen kann. Dieser Typ findet sich im Magdeburg-Halberstädter und im Mansfelder Gebiet (Abb. 136).



Der *Asse-Typ* besteht aus schmalen, hochgepreßten Diapiren mit enggestauchtem Kalilager auch im Scheitel. Das Kaliflöz ist somit leicht zu finden, aber schwer zu erschließen, da die Schächte im Gipskut anzuersetzen sind. Derartige Salzstöcke liegen in der Asse und im Dorn vor (Abb. 137).

Den *Hannoverschen Typ* vertreten die breiten Salzstöcke der norddeutschen Tiefebene. In ihm ist das Kalilager zu mannigfachen Mulden, die unregelmäßig in den Stock eintauchen, zusammengefaltet. Die Auffindung des Flözes erfordert umfangreiche Aufschlußarbeiten (Abb. 140).

Im deutschen Zechstein sind mehrere Teilgebiete mit unterschiedlicher Schichtfolge und unterschiedlichem tektonischen Charakter vorhanden.

a) Das Norddeutsche Gebiet umfaßt vor allem Nordhannover und Schleswig. Im Bereich der unteren Elbe erscheint im Kern der Zechsteinsalzstöcke vielfach Rotliegendesalz.

b) In Mittel-Hannover (zwischen der Aller und der Linie Goslar-Gronau) ist die vollständigste Schichtfolge vorhanden. Das ältere Steinsalz und das ältere Kalisalz — zumeist als Hartsalz ausgebildet —, ist grau; das jüngere Steinsalz ist weiß oder rot; das jüngere Kalisalz, welches nur in einem beschränkten Bereich erscheint, ist vorwiegend sylvinisch entwickelt. Das jüngste Steinsalz ist sehr rein und wird direkt als Speisesalz verwendet. Tektonisch ist Hannover das Gebiet der breiten, komplizierten Salzstöcke.

c) In Südhannover und in der Hessischen Senke ist das Salzgebirge bereits weniger mächtig und weniger gestört. Es erscheint hier als Spaltenfüllung der Grabenrandbrüche (Leinetalgraben) oder der Randbrüche der Einbruchsfelder (Markoldendorfer Becken). In den schmalen Zerrgräben, welche die Buntsandsteintafeln Südhannovers und Hessens durchschneiden und die nach F. Lotze vielfach durch eine nachträgliche Druckbeanspruchung umgeformt worden sind, treten Zechsteinletten und Gips nur als Rückstandsbildungen der ascendenten Spaltenfüllungen mit Salz auf.

d) Das subherzyne Gebiet mit seinem Schwerpunkt im Staßfurter Revier ist das Gebiet der einfachen Salzsättel.

e) Das Thüringische Becken ist durch die weniger mächtige Sonderausbildung der Salzfolge mit dem Mittelzechsteinsalz und durch vorwiegend flache Lagerung gekennzeichnet. Ein weiteres Merkmal ist die ausgiebige Salzablaugung, die von den Rändern des Harzes und des Thüringer Waldes ausgehend das Lager ergriffen hat. Daher rühren die großen Gipsvorkommen am Ausstrich der Zechsteinformation.

f) Im Werra-Fulda-Gebiet enthält das Salzgebirge des mittleren Zechstein auch zwei Kalilager mit Hartsalz und Carnallit. Die Lagerung ist flach. Bemerkenswert sind örtliche Basaltdurchbrüche und eine gelegentliche Kohlen-säureführung des Salzes, die auf junge CO<sub>2</sub>-Exhalationen zurückzuführen ist.

g) Schließlich ist auch im Niederrheingebiet die Faziesentwicklung der Nebenbecken mit Kali im mittleren Zechstein vorhanden.

h) Aus dem Ostteil der Norddeutschen Tiefebene seien die Salzstöcke von Rüdersdorf bei Berlin und von Inowracław (Hohensalza) in Polen erwähnt.

Deutschlands Kalisalz-Reserven wurden auf 20 Milliarden Tonnen geschätzt.

## 2. Die Permsalze Rußlands

Im westlichen Vorland des Ural liegen bei Solikamsk und Werchnekamsk Salzlager, welche stratigraphisch dem Unterperm (Kungur-Stufe) angehören. Die Schichtfolge ist nachstehende:

Plattenkalk,  
Mergel,

Gipsmergel,  
 rosa Steinsalz (Decksalz) 1—70 m,  
 Carnallitzone 20—100 m,  
 Sylvinitzone 12—56 m,  
 grünes Steinsalz mit Tonlagen 250—400 m,  
 toniger Anhydrit 380 m,  
 Ton und Kalk der Artinsk-Stufe.

Der Carnallithorizont enthält Salz mit 6—23% KCl und 8—30%  $MgCl_2$ . In seinem oberen Teil ist durch Weglösung des Magnesiumchlorides ein Sylvinitthut mit 12—56% KCl entstanden. Das Kalilager nimmt eine Fläche von 1800 qkm

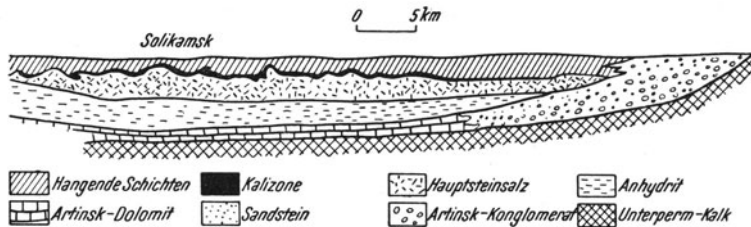


Abb. 141. Profil durch das Salzlager von Solikamsk. (Nach K. H. OZEROW.)

ein. Die Vorräte werden von IWANOFF mit 18 Milliarden Tonnen Kalisalz beziffert. In tektonischer Hinsicht ist die Salzfolge zu einfachen Sätteln und Kuppeln aufgefaltet, die örtlich auch als Diapire ausgebildet sind (Abb. 141).

Permische Salz, zu Kuppeln an N-S streichenden Achsen gereiht, ist auch in der Kaspischen Senke (Emba-Gebiet) Südrußlands erbohrt worden. In der Ukraine wird flach gelagertes Steinsalz bei Bachmut gewonnen.

### 3. Die Permsalze Nordamerikas

Wenngleich auch die obersilurische Salina-Formation der nordöstlichen Vereinigten Staaten verbreitetes und zum Teil bauwürdiges Steinsalz enthält, so stammt doch die Hauptmenge des Salzes des nordamerikanischen Kontinents aus dem verbreiteten permischen Salzlager, welche sich von Arizona im Westen über Kansas, Oklahoma und Texas bis an die Golfküste erstreckt. Das flache Salzlager ist in Kansas 75—120 m, in Westtexas sogar 500 m mächtig und wird von Red beds überlagert. In Osttexas und Louisiana erscheint das vermutlich ebenfalls permische Salz in Form mächtiger Salzstöcke, welche das Tertiär und zum Teil auch das Diluvium durchstoßen. Die Salzstöcke, etwa 200 an der Zahl, treten im Küstengebiet zum Teil auch morphologisch hervor, weiter landeinwärts nicht. Bei ihrer Aufsuchung, die vor allem erdölgeologisch von Wichtigkeit war, haben sich nach dem 1. Weltkrieg die von L. MINTROP entwickelten refraktionsseismischen Methoden sehr bewährt. Kalisalz, vor allem Polyhalit, kommt nur an einigen Stellen, so in *Carlsbad* (New Mexiko), in abbaubarer Menge vor.

### 4. Das permo-triadische Salz

Die Salzlagerstätten der Alpen sind nach der Pollenbestimmung durch KLAUS in den oberen Zechstein und die untere Trias zu stellen. Allenthalben sind in den Ostalpen den dieser Stufe angehörenden Werfener Schiefer Gipsinseln eingeschaltet, aber nur in einem beschränkten Abschnitt zwischen Hall in Tirol und Aussee im Salzkammergut ist eine Salzformation entwickelt.

Diese Salzformation wird *Haselgebirge* genannt. Es handelt sich dabei um

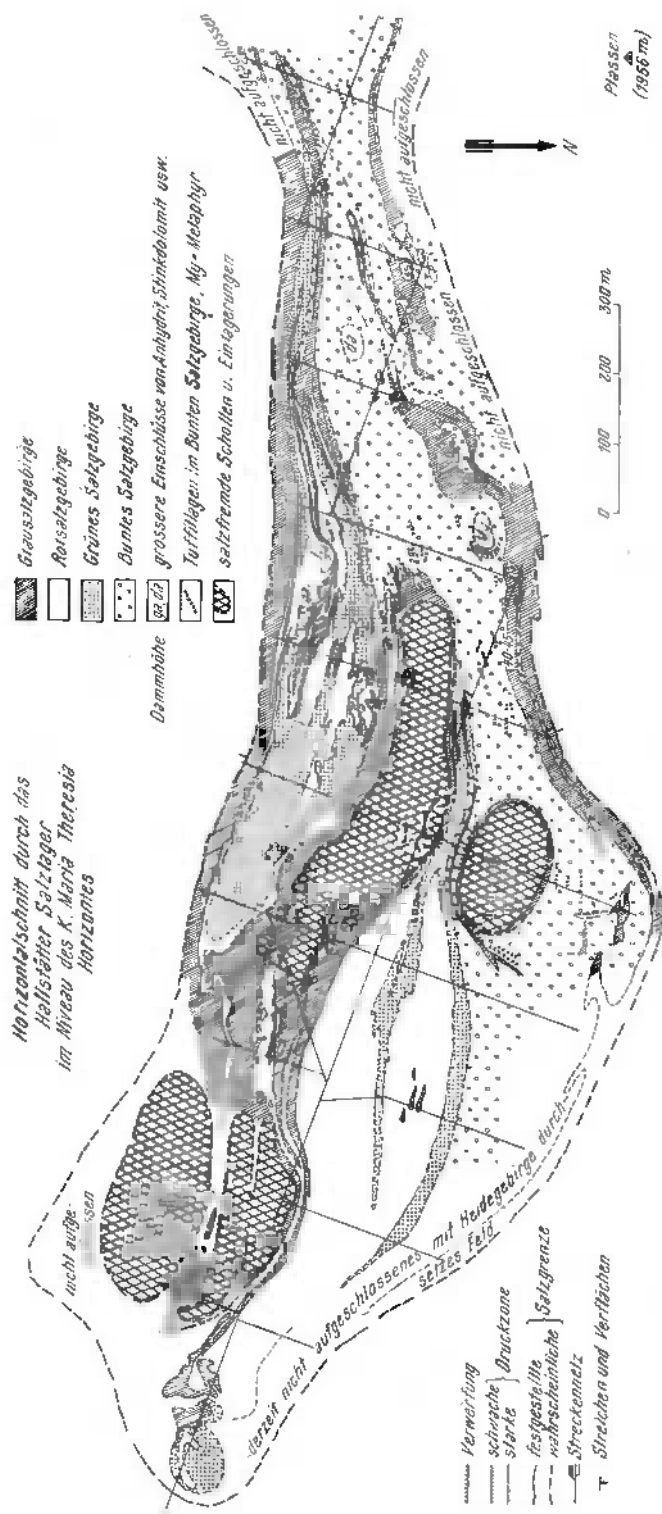


Abb. 142. Horizontkarte des Hallstätter Salzberges. (Nach O. SCHAUBERGER.)

eine konglomeratische Breccie von Tonbrocken, Anhydritbrocken und Salzlinsen in einer Grundmasse von Salzton. Die Detailaufnahmen durch O. SCHAUBERGER ermöglichten eine petrographische Untergliederung des Haselgebirges nach Zusammensetzung und Farbunterschieden, welcher auch eine stratigraphische Bedeutung zukommt. Demnach werden unterschieden: das schwarze Tonhaselgebirge mit rötlichen Steinsalzzügen und rotem Polyhalit und Anhydrit, das grau-grüne Tonhaselgebirge mit mächtigen Steinsalzschiechten, den sogenannten Kernstrichen, das bunte Tonhaselgebirge, welches Komponenten der anderen Haselgebirgsarten enthält.

Früher galt das Haselgebirge als tektonisches Mischgestein, gebildet bei den Deckenbewegungen in dem plastischen permo-triadischen Gleithorizont. Diese Auffassung vertreten auch heute W. MEDWENTITSCH und H. MAYRHOFFER. Demgegenüber sieht SCHAUBERGER in dem Haselgebirge ein fließtektonisch umgeformtes Trümmersediment. Er begründet dies mit der Kontinuität, welche die einzelnen Haselgebirgsarten trotz aller Fließfaltung bei der Aufnahme der Lagerstätten erkennen lassen (Abb. 142). So sind z. B. die Melaphyrtuffe in Hallstatt an einen Horizont des bunten Haselgebirges gebunden und durch die ganze Grube hindurch verfolgbar. Mit einer vollkommenen tektonischen Durchmischung ist das nicht vereinbar. Desgleichen spricht die runde Form der Tonbrocken für deren Geröllnatur. Ton- und Gipsgerölle zusammen mit Tontrübe sind also von den Randgebieten in ein salinares Becken eingeschwenkt worden.

Diese Breccie ist von Salzlösungen durchtränkt worden, welche in den feinen Klüften und Gesteinsgrenzen die Abscheidung von Fasersalz und Blättersalz bewirkt haben. Ihr Salzgehalt wird in bergbaulich geschaffenen Hohlräumen, den Werkern, ausgelaugt. Armes Haselgebirge enthält 30–40% NaCl, mittleres 40–60%, reiches 60–70%.

Im allgemeinen nimmt die Reichhaltigkeit des Haselgebirges in den alpinen Salzbergen von Osten nach Westen ab; Hallstatt ist am reichsten, Hall am ärmsten. Das schwarze Haselgebirge, am reichsten in Aussee vertreten, stellt die Bildung des tiefsten Beckenteiles dar. Dafür spricht der Bitumen- und Pyritgehalt sowie das Auftreten von K-Mg-Salzen.

Die Erkenntnis der kontinuierlich verfolgbaren Haselgebirgsschichten durch SCHAUBERGER hat eine viel planmäßigere Anlage der Auslaugungswerber ermöglicht. Neben dieser *Kontinuität* ist das Prinzip der *Konformität des Haselgebirgstreichens* mit der Umgrenzung des Salzgebirges ein Leitmotiv für die Grubenaufnahme. Denn die plastischen Schichten schmiegen sich ihrem starren Rahmen parallel an. Ebenso laufen sie parallel zu großen eingeschlossenen Kalkschollen, welche als Wasserbringer gefährlich sein können.

Es ist ein für die geologische Stellung der alpinen Salzlagerstätten wesentlicher Umstand, daß das Haselgebirge überall — mit Ausnahme von Hall in Tirol — in Verbindung mit einer besonderen Ausbildung der übrigen Triasschichten auftritt, nämlich der Hallstätter Fazies. Diese ist charakterisiert durch den oft roten, manchmal auch weißen oder gelblichen Hallstätter Kalk und durch Schiefer mit einer speziellen Fauna. Die Hallstätter Fazies gilt als eine Bildung tieferer Ablagerungsräume der alpinen Triasgeosynklinale.

Wegen der starken Störung des ursprünglichen Schichtverbandes, der zufolge meist nur Schollen der verschiedenen Trias- und Jurakalke zwischen den Anschoppungen und Aufpressungen des Haselgebirges liegen, ist die tektonische Stellung der ostalpinen Salzlagerstätten umstritten. E. SEIDL vermutete auch in den alpinen Salzvorkommen Aufbrüche aus einem verbreiteten Lager in der Tiefe; O. AMPFERER, E. SPENGLER u. a. erklärten das Salzgebirge und seine Begleiter als Glieder einer hohen Decke, der Hallstätter Decke, welche auf eine

aus Dachsteinkalk, Jurakalk und Neokomschichten bestehende Unterlage, die Tirolische Decke, aufgeschoben sei. Eine Bestätigung dieser Auffassung waren die während des 2. Weltkrieges durchgeführten Tiefbohrungen im Salzbergwerk von Hallein, welche zum Teil unter dem Salzgebirge Oberjurakalk antrafen. Auch im Salzberg von Ischl schließt der Erbstollen unter dem Haselgebirge eine Aufwölbung der Neokomschichten der Tirolischen Decke auf.

Im Deckenschema der Alpen liegt die Hallstätter Decke, die nach MEDWENTITSCH in zwei Teildecken zu gliedern ist, auf der tirolischen Decke und unter der Dachsteindecke. Die Salzstöcke von *Ischl* und *Aussee* sind nach diesem Forscher Anschoppungen vor der Stirn der Dachsteindecke. Der Salzstock von *Hallstatt* (Abb. 144) ist ein in die Dachsteindecke hochgepreßter Diapir. Der Salzstock von *Hallein-Berchtesgaden* fällt nach SW in große Tiefe unter die Decke der Untersbergmasse ein. Die alpinen Salzlagerstätten sind also aufgepreßte Salzstöcke, aber wurzellos, weil sie ihrerseits auf einer tieferen Decke schwimmen.

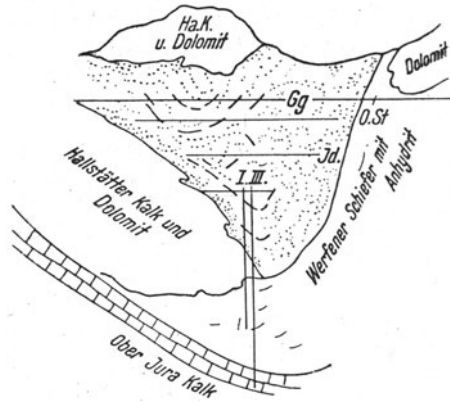


Abb. 143. Querprofil durch die Salzlagerstätte von Hallein. (Nach W. E. PETRASCHECK.)

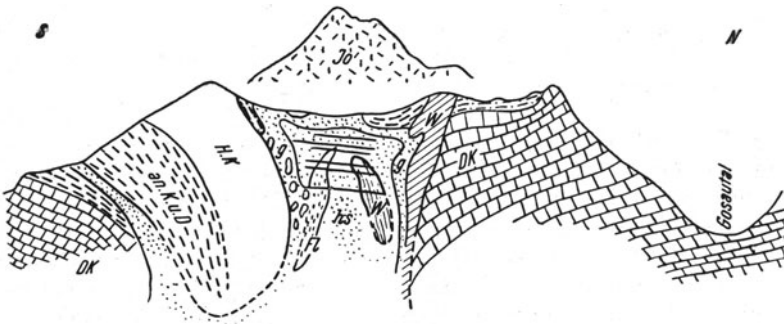


Abb. 144. Querprofil durch den Hallstätter Salzberg. (Nach O. SCHAUERGER.)  
W Werfener Schiefer, hs Haselgebirge, G Glanzschiefer, DK Dachsteinkalk, Jo Plassenkalk.

## 5. Die tertiären Salze des Karpatenvorlandes

### Rumänien

Die Schichtfolge ist nach K. KREJCI-GRAF:

Untertorton:	Schichten mit Dazittuff,
Helvet:	Schichten mit Gips,
Burdigal:	Rote Salzformation (Salifer),
Aquitän:	Sand und Konglomerat,
Oligocän (?):	Steinsalz.

Die eigentlichen Salzlagerstätten werden von dem vermutlich oligozänen teinsalz gebildet. Das Salz ist verhältnismäßig rein und bildet z. B. im Salzberg

von Slanic mächtige Massen. Auffällig ist die geringe Beteiligung von Anhydrit und Gips.

Die tektonischen Formen sind unterschiedlich je nach der Stellung zum Karpatenrand, wie vor allem PUSTOWKA und NOTH erläutert haben: In weiterer Entfernung vom Gebirge, in der subkarpatischen Region, die vorwiegend von flach gefalteten Pliozänschichten eingenommen wird, tritt Salz in Form steiler

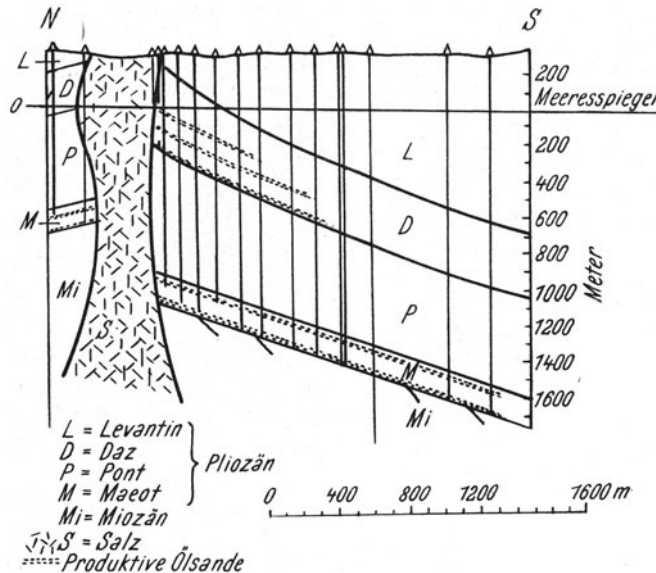


Abb. 145. Salzdiapir von Gura Ocneitei-Moreni. (Nach R. NOTH.)

Diapire auf, welche die jungtertiären Schichten mehr oder weniger vollständig durchstoßen und sich mit schwanenhalsartig gebogenen Flanken nach oben keulenförmig verbreitern (z. B. Florești, Moreni, Băicoi, Tintea, Ochiuri u. a., Abb. 145). Je näher sie dem Gebirge liegen, umso mehr sind sie einseitig geneigt. Am Karpatenrand finden sich, vielfach schon auf der einen Seite von der Überschiebungsfäche begrenzt, gegen außen geneigte und linear gestreckte Salzaufbrüche mit starker Internfaltung: z. B. Glodeni, Aricești, Târgu-Ocna, Slanic, Buștenari. Innerhalb der gefalteten Flyschdecke schließlich erscheint Salz in den spitzen Sätteln des autochthonen Untergrundes. Allerdings stammt nicht alles Salz hier aus der Tiefe, da neuerdings auch im Torton eingelagerte Salzschieben festgestellt wurden.

### Galizien

In Ostgalizien liegen die miozänen Salzlager von Kalusz und Stebnik zwischen der untertauchenden Podolischen Masse und den Karpaten. Die Schichten werden in die tortonische Stufe gestellt, wobei die etwas tieferen Stebniker Schichten von den höheren Kaluszer Schichten nach T. CHLEBOWSKI durch einen charakteristischen Globigerinenmergel getrennt sind. Nach den neuesten Mitteilungen dieses Verfassers ist auch das Vorlandsmiozän durch eine flache Schubfläche unterteilt; das Salzlager liegt in der überschobenen Serie (Abb. 146). Der untere Salzton von Kalusz besteht aus einer dünn-schichtigen Wechsellagerung von Ton- und Steinsalzbänken, der obere Salzton enthält mächtige Steinsalzlager

und vor allem drei Kalilager. Das untere Sylvinitlager ist 1,5 m mächtig, das mittlere Kainitlager 6–18 m und das obere Sylvinitlager 4 m. Es ist von NIED-ZWIEDSKI und KOSSMAT vermutet worden, daß die drei Kalilager zerrissene Teile eines einzigen sind, welches in eine liegende Falte gelegt ist. Das würde mit der flachen Überschiebungstektonik zusammen passen. Das Kaluszer Salz enthält 10–18%  $K_2O$ , die Vorräte wurden 1925 mit 12 Millionen Kalisalz beziffert.

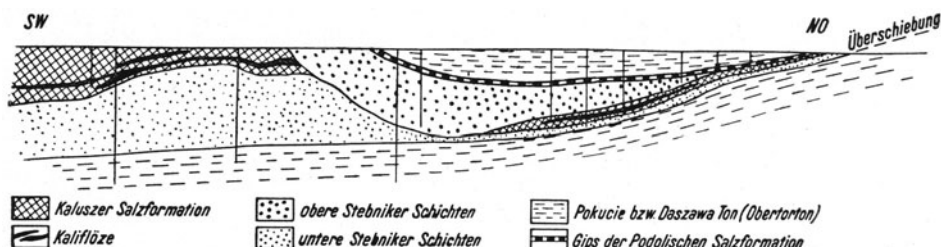


Abb. 146. Profil durch das Salzlager von Kalusz. (Nach T. CHLEBOWSKI.)

Bei Stebnik ist die Salzformation mächtiger und enthält mehrere polyhalitische, kainitische und sylvinitische Kaliflöze. Bei Holyn liegt ein Kaliflöz vor.

In Westgalizien bildet das obermiozäne (tortone) Salzlager von Wieliczka und Bochnia einen O–W streichenden Zug. Dabei ist der Flysch von Bochnia, den G. v. BUKOVSKI als Deckenklippe aufgefaßt hatte, nach CHLEBOWSKI der Kern eines Sattels, der auch in der Grube sichtbar ist (Abb. 147). In Wieliczka wechselt Salz und Ton und Anhydrit; in den oberen Partien des Sattels ist diese Wechsellagerung zu einem haselgebirgsartigen Gemenge verformt. Bekannt sind die reichlichen Fossilfunde, wie Korallen, Bryozoen, Mollusken, Foraminiferen und Pflanzenreste in manchen Salzbanken. In Wieliczka werden jährlich gegen 450.000 Tonnen Steinsalz erzeugt.

## 6. Die alttertiären Salze im Oberrheintal und im Ebro-Becken

Bei Mühlhausen im Elsaß und bei Buggingen südlich von Freiburg i. Br. liegt eine rund 600 m mächtige Serie mit wechsellagernden Tonen, Mergeln, Steinsalz und Anhydrit, die dem Unteroligozän angehört. Der obere Teil dieser Schichtfolge enthält zwei reiche chloridische Kalilager (22–25%  $K_2O$ ) von 1,5 und 3–5 m Mächtigkeit, die von zahlreichen dünnen Mergellagern unterbrochen sind. Die Lagerung ist flach.

Im Ebro-Becken liegt eine alttertiäre Serie mit einer typischen Salzfolge: Unten Anhydrit und Gips, darüber 200–300 m reines Steinsalz, darüber eine Kalizone.

Die Kalisalze sind wie im Elsaß rein chloridisch (Carnallit mit 8–12%  $K_2O$ , Sylvinit mit 18–32%  $K_2O$ ). Auch hier handelt es sich um Ablagerung der verbliebenen Becken eines ersterbenden Meeres. Die Lagerung ist im allgemeinen flach, nur bei Cardona und Suria treten in Begleitung größerer Sprünge zwei Salzstöcke auf. Kalibergbau wird bei Suria, Cardona und Castellfullit betrieben.

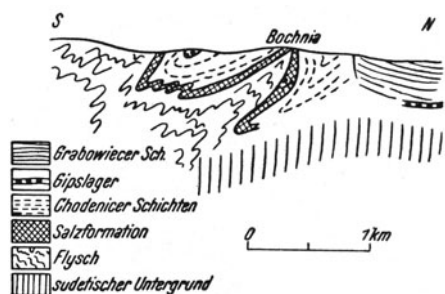


Abb. 147. Schemat. Profil durch die Salzlagerstätte von Bochnia. (Nach T. CHLEBOWSKI.)

Erwähnt seien von den europäischen Salzlagerstätten noch die tertiären Salze von *Tuzla in Bosnien*, ferner die rund 40 Salzstöcke im Siebenbürgischen Becken und schließlich der in die Kreide eingedrungene, aber wohl ursprünglich triadische Salzstock von *Provadia* in Bulgarien, der ein sehr unreines Salz liefert. Erst die tiefsten Bohrungen haben dort bessere Qualität erschlossen.

Die Salzlagerstätten Englands liegen in Cheshire und gehören in den Keuper. Das Steinsalz bildet dort mehrere flache Flöze. Auch das Perm von Durham enthält Gips und Steinsalzlager.

*Hauptproduzenten* von Steinsalz sind die USA, Deutschland, Großbritannien, Frankreich, Indien und China. Kalisalz wird in Deutschland, Frankreich, der Sowjetunion, Polen und den USA gewonnen.

*Literatur:* F. LOTZE, Steinsalz und Kalisalze. Berlin 1937. — F. LOTZE, Steinsalz und Kalisalze I. Berlin 1957. — H. BORCHERT, Ozeane Salzlagerstätten. Berlin 1959. — Salzheft der Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 105/4, 1953. — Mineralsalze ozeanischen Ursprungs, Symposium der Freiburger Forschungshefte 1958.



# Kohle

## I. Kohle und Kohlenarten

Die Nutzung der Mineralkohlen ist in Europa etwa 1000 Jahre alt. Der Begriff Kohle ist von der Holzkohle ausgegangen. Bergrechtliche Besitzansprüche erfordern mitunter eine eindeutige *Definition*:

*Kohlen sind feste, brennbare, fossile Sedimentgesteine, vorwiegend pflanzlichen Ursprungs, die seit ihrer Entstehung in der Erde Umwandlungen mitgemacht haben, welche unter Anreicherung von Kohlenstoff verliefen.* Die brennbare Substanz muß mehr als 50% ausmachen, wenn es sich um Kohle handeln soll. Andernfalls liegen Brandschiefer vor, die auf den Halden oft selbständig brennen. Solche Brandschiefer finden bisweilen gute Verwendung für die Herstellung poröser Ziegel. Da die Brandschiefer als nutzbares Gestein dem Grundbesitzer gehören, während der Abbau der Kohle dem Bergbauberechtigten vom Staat bewilligt werden muß — sofern ihn der Staat nicht selbst betreibt — so ist jener Grenzwert von 50% brennbarer Substanz aus juristischen Gründen notwendig. Immerhin liegt praktisch der Anteil der nichtbrennbaren Substanz (Asche oder Berge) unter 50%. Steinkohlen mit 35% Asche werden in Serbien, Bulgarien und Österreich gewonnen. Die Bestimmung der brennbaren Substanz muß sich auf wasserfreie Kohle beziehen, denn deutsche Weichbraunkohlen haben bis zu 60% Wasser. Aus dem Torf kann man Wasser mit der Hand auspressen, aus Weichbraunkohle nicht.

*Braun- und Steinkohle* (Schwarzkohle) sind deutsche Unterscheidungen, die sich ziemlich mit lignite und coal der Engländer und Amerikaner decken. Weil die Farbe namengebend war, versuchte man immer wieder für die oberbayrische Kohle eine Sonderbezeichnung, wie Pechkohle, einzuführen, während man in Österreich, Ungarn etc. diese Kohlenart trotz der schwarzen Farbe zu den Braunkohlen zählte. Braun- und Steinkohle sind Qualitäts- nicht Altersunterschiede.

Von der nicht haltbaren Annahme ausgehend, daß verschiedenes Ausgangsmaterial die Braun- bzw. Steinkohlen entstehen ließ, entwickelte namentlich DONATH Untersuchungsmethoden, die naturgemäß mehr oder weniger graduell sind. Bei einer Beratung, die in Leoben stattfand, einigten sich GOTHAN, WEITHOFER, PIETSCH und Wilh. PETRASCHECK auf folgende drei Hauptmerkmale, deren Mehrzahl für die Bezeichnung ausschlaggebend ist.

Hauptmerkmale für Braunkohle und Steinkohle:

	1. Strichfarbe	2. Humussäure- reaktion mit KOH	3. Ligninreaktion mit $\text{HNO}_3$
Braunkohle	braun	braun	orange oder rötlich
Steinkohle	schwarz	farblos	weingelb, auch grünlich oder farblos, nicht rötlich.

Die Arsakohle (Istrien) ist eine Steinkohle, die braunen Strich zeigt. Die Glanzbraunkohle von Leoben, Salgotorjan haben oft schwarzen Strich. Für die Humus-Säureaktion kocht man das Kohlenpulver einige Minuten mit verdünnter Kalilauge (oder auch Sodalösung). Tiefbraune Färbung durch Kaliumhumat tritt ein. Dieses kann durch HCl ausgeflockt werden. Für die Ligninreaktion

(nach DONATH) verwendet man 1 Teil konzentrierte  $\text{HNO}_3$  auf 9 Teile Wasser und kocht. Braunkohlen schäumen stark auf, unter Entwicklung brauner  $\text{NO}_2$ -Dämpfe. Die Lösung zeigt nach Absatz des Kohlenpulvers einen rötlich oder orangen Farbton. Steinkohlen schäumen nicht, die Lösung bleibt farblos oder ist lichtgrünlich bis weingelb.

Andere Unterscheidungsreaktionen sind:

	Braunkohle	Steinkohle
Hygroskopizität, d. i.		
Wasseraufnahme aus der Luft durch trockene Kohle:	18–24%	sehr klein, 1–2%
Extraktion mit siedendem Benzol:	braungelber Extrakt, nicht oder kaum fluoreszierend	fluoreszierender Extrakt (infolge Lösung aromatischer Kohlenwasserstoffe)
Erwärmen mit dem Gemisch von Kaliumbichromat und Schwefelsäure:	mehr oder minder vollständig gelöst	Hauptmenge bleibt als schwarzer, verbrennbarer Rückstand
Gemisch gleicher Teile konz. $\text{H}_2\text{SO}_4$ und $\text{HNO}_3$ :	starke Erwärmung: wenn deshalb auf $35^\circ$ abgekühlt, Rückstand in KOH oder Azeton löslich	geringe Erwärmung; bei Erwärmung auf $35^\circ$ , Rückstand unvollkommen in KOH oder Azeton löslich
trockene Destillation:	neutrales oder saures, wässriges Destillat	ammoniakalisches Destillat
Schwelgase entweichen:	unter $300^\circ$	über $300^\circ$

Man unterscheidet die Braunkohlenarten nach ihrem Wassergehalt und der damit in Zusammenhang stehenden Festigkeit und Farbe, die Steinkohlenarten nach der Menge der flüchtigen Bestandteile und der Beschaffenheit des Verkokungsrückstandes, welche Eigenschaften auch für die technische Verwendung entscheidend sind. Die Reihenfolge (*Inkohlungsreihe*) ist zugleich die *Anordnung nach der Reife oder dem Rang*.

#### I. Braunkohlenarten:

##### a) *Weichbraunkohlen*, mit dem Messer schneidbar.

1. *Erdige Weichbraunkohlen*. Immer in dicken Flözen auftretend, weich, ohne Klüftung, wird als erdige oder bröckelige Masse gegraben, die in Schurren herunterrieselt oder vom Bagger abgeschürft wird. Schichtweise stehen in ihr aufrechte Baumstümpfe (= Stubben) oder liegen in ihr Stämme von braunem Holz. Beim Lagern an der Luft zerbröckelt sie rasch und leicht infolge Austrocknens. Die größten und zahlreichsten Lager besitzt Nord- und Mitteldeutschland, sonst in der Welt selten (SW-Frankreich, Australien). Vorkommen stets in unverfestigten, flach liegenden Sedimenten und geringer Tiefe. Die mehr verfestigten untersten Teile der Flöze gehen unter der Bezeichnung Knorpelkohle.

2. *Stückige Weichbraunkohle* bricht nach der Schichtung in großen bis sehr großen Stücken. Klüftung ist nur zuweilen und wenig deutlich erkennbar. Einlagerung von braunem Holz, auch Stubben wie oben. Wird an der Luft rasch rissig und zerfällt mit Ausnahme des faserigen Holzes schließlich ganz zu Gries und dunkelt dabei nach. Wie verbreitet in flach lagernden oder schwach gefalteten, unverfestigten Gesteinen, auch von etlichen hundert Meter Tiefe. Bei-

spiele: Köflach (Steiermark), Hausruck (Oberösterreich), Koscina (Kroatien), Varpalota (Ungarn), Marizatal (Bulgarien).

b) *Hartbraunkohlen*, mit dem Messer nicht schneidbar.

1. *Mattbraunkohle* hat schwarzbraune Farbe, ist dicht, matt im Querbruch. Holzsubstanz als leicht glänzende Streifen oder als schwarzes dichtes Holz nur der Schichtung nach, eingelagert. Bruch nach Klüftung und Schichtung, kleinstückig bis würfelig. Wird beim Trocknen etwas rissig, ohne aber gänzlich zu zerfallen. Splittert, wenn man mit dem Messer zu schneiden versucht. Der größte Teil der böhmischen Braunkohlen gehört hierher, die Kohle des Lavanttales in Kärnten, jene von Miskolc und dem Sajotal in Ungarn.

2. *Glanzbraunkohle*, auch nur Glanzkohle, in Bayern Pechkohle genannt, ist eine schwarze, harte Kohle mit muscheligen und glänzendem Querbruch, stark geklüftet, sie kann beim Lagern etwas rissig werden, zerfällt aber gar nicht, fällt meist in großen Stücken an. Sie liegt in unverfestigtem oder wenig verfestigtem Gestein bis in große Tiefen (Steiermark 1000 m) und meist in gefalteten Schichten.

## II. Steinkohlen (Schwarzkohlen)

treten nur in verfestigtem Gestein auf. Sie sind im Aussehen schwer unterscheidbar. Der Glanz nimmt mit der Reife zu, die höchsten Stufen sind härter. Maßgebend ist das Verhalten bei der Verkokung. Die ganz großen Steinkohlenbecken der Erde enthalten meist alle Steinkohlenarten bis auf Magerkohle und Anthrazit, die nur in einigen (S-Wales, Ruhr, Donezbecken) vorhanden sind.

*Flammkohle* ist immer gut geschichtet, dünne, mehr oder weniger glänzende Streifen aufweisend. Oft ist auf den Schichtflächen in kleinen Bruchstücken Fusit sichtbar. Deutliche Klüftung. In großen Stücken anfallend. Das Nebengestein verwittert leicht. Die Kohle brennt mit langer, leuchtender Flamme. Verkokungsrückstand pulverig, nicht verfestigt. 37—45% flücht. Bestandteile.

*Gaskohle* ist etwas dünnstreifiger und im Querbruch etwas glänzender als Flammkohle. Verkokungsrückstand zusammengesintert und stark gebläht, lange, leuchtende Flamme. 27—37% flücht. Bestandteile.

*Fett-, Back- oder Kokskohle* meist mürber als Gaskohle, weil stärker geklüftet. Schmilzt beim Erhitzen im geschlossenen Tiegel und gibt einen festen silbergrauen, niedrigen Kokskuchen. 17—27% flücht. Bestandteile.

Tab. I. Die Kohlenarten

Alte Einteilung	Neue Einteilung
erdige Weichbraunkohlen . . . . .	} . . . . . Lignit
stückige Weichbraunkohlen . . .	
Mattbraunkohle . . . . .	} . . . . . subbituminös
Glanzbraunkohle (Pechkohle)	
Gasflammkohle . . . . .	} . . . . . hochbituminös
Gaskohle . . . . .	
Fettkohle . . . . .	
Eßkohle . . . . .	} . . . . . gering bituminös
Magerkohle . . . . .	
Anthrazit . . . . .	. . . . . anthrazitisch

*Mager- und Eßkohlen* in allen Streifen stärker glänzend, härter als die vorhergehenden, matte und glänzende Streifen nicht mehr unterscheidbar. Neben-

gestein stärker verfestigt, langsam verwitternd. Sandstein schon als Bausandstein verwendbar. Verkokungsrückstand gesintert, brennt mit kurzer Flamme. 10—17% flücht. Bestandteile.

*Anthrazit* stark glänzend, hart, in hartem Gestein eingelagert. Kurze nicht rauchende Flamme, Verkokungsrückstand pulverig. 4—10% flücht. Bestandteile.

Die angeführten Kohlen faßt man als *Humuskohlen* zusammen, sie sind aus Torf entstanden und stellen weitaus die größte Menge der Kohlen dar. Im Zusammenhang mit ihnen, selten in isolierten Flözen, treten noch Kohlenarten auf, die im Wasser (Vorkommen von Fischresten!) aus Algen, zum Teil auch aus eingewehtem Blütenstaub als schwarzer Schlamm entstanden sind, die *Faulschlammkohlen* (Sapropelkohlen). Hierzu gehören: Die *Cannelkohle*, so genannt, weil ein kleiner Splitter entzündet, wie eine Kerze weiterbrennt. Cannelkohle tritt nicht selten als oberste Bank in Steinkohlenflözen, ausnahmsweise auch unten (Nürschan bei Pilsen in Böhmen) oder in selbständigen Flözen auf. Sie ist schwarz, matt, hat muscheligen Querbruch, lagert in dicken Platten (Plattenkohle). Die Cannelkohle, die mit kokbaren Flözen zusammen vorkommt, ist nicht kokbar, wohl aber jene der Magerkohlenflöze. Das kommt daher, daß die Cannelkohlen besonders reich an flüchtigen Bestandteilen sind, innerhalb einer Fettkohlenserie also zu reich für die Verkokung, innerhalb der Magerkohlenserie gerade richtig. Eine Cannelbraunkohle ist der sogenannte Boghead des Falkenauer Kohlenreviers (oligozänes Agnesflöz). Führer waren die Cannelkohlen für die Leuchtgasbereitung sehr gesucht. Infolge ihrer Homogenität und Festigkeit kann sie gedrechselt und poliert zu Zierat verarbeitet werden. Ihr Hauptbestandteil sind Sporen oder Blütenstaub. *Gagat* ist sehr zäh und hart, wird als Trauerschmuck verschliffen, findet sich eingelagert in bituminösen Schiefern und ist nach GOTHAN Holz, das mit Bitumen imprägniert ist.

Die *Bogheadkohle* wird aus charakteristischen Algenkolonien (*Pila*, *Botryococcus*, *Reinschia*) gebildet, wie P. BERTRAND am Boghead von Autun, von Schottland und aus Australien an vortrefflichen Bildern gezeigt hat. Auch von Lugau in Sachsen ist Boghead bekannt. Er ist dünnstieferiger als die Cannelkohle und bildet gewöhnlich selbständige Flöze. Die genannte Bogheadalge ist ident mit dem lebenden *Botryococcus brauni* Kütz.

Der *Dysodil* (Papier- oder Pappenkohle) ist das Äquivalent der Cannelkohle in tertiären Weichbraunkohlenflözen, hat graue oder schwarze Farbe, besteht vorwiegend aus Blütenstaub aber auch aus Diatomeen, Algen und führt mancherlei Wassertiere. Bei Messel, unweit Darmstadt liegt er auf einem Weichbraunkohlenflöz und wird auf Öl verschwelt. Sonst ist er in manchen Maaren gefunden worden. *Liptobiolithe* nennt man flözförmige Anreicherungen bitumenreicher, schwer verweslicher Pflanzenteile. Ihr hauptsächlichster Vertreter ist die *Schwelkohle*. Sie tritt in lichteren (hellbraun bis grau) Streifen oder Bänken mitteldeutscher Erdbraunkohlenflöze auf. Es ist eine Anreicherung von Blütenstaub, Wachs, Harz und Blatthäuten, die, wie für die mitteldeutschen Flöze angenommen wird, bei Verwesung der weniger erhaltungsfähigen humosen Komponenten des Torfs zustandekam, also insbesondere dort, wo durch Grundwassersenkung der Torf etwas Luftzutritt erhielt. Andererseits konnten W. SIEGL und M. TEICHMÜLLER in den hellen Schwelkohlenlagen zusammengeschwemmte Mineralkörner feststellen, welche auf Bildung im Wasser schließen lassen. In reinster Form treten die Wachs-, Harz-, Pollenanreicherungen im *Pyropissit* auf, der knollen- und nesterartige Einlagerungen in Schwelkohlenflözen bildet.

### Die Streifenarten

Nimmt man einen Brocken Steinkohle zur Hand, so kann man in ihm glänzende und mattere Streifen, die Schichtung anzeigend, unterscheiden. Die ersteren sind *Vitrit* (Glanzkohle), die letzteren *Durit* (Mattkohle). Der Vitrit ist spröder als der mehr schiefrige Durit und hat infolgedessen mehr Klüfte und außerdem muscheligen Bruch. Oft sieht man auf den Schichtflächen dünne Bruchstücke von mürber, samtähnlich schimmernder, holzkohlenartiger Kohle, das ist *Fusit*. In Weichbraunkohle liegt braunes Holz, für jedermann als Holzsubstanz erkennbar, der *Xylit*, einst Lignit genannt, welcher Name der Zweideutigkeit wegen verlassen wurde, da auch niederwertige Braunkohlen als Lignit bezeichnet wurden. Die schwärzliche, erdige Masse, in welche der Xylit der Weichbraunkohlenflöze eingebettet ist, nennt der österreichische Bergmann *Moorkohle*, richtig ahnend, daß sie der Moorerde vergleichbar ist. Sie ist jene Substanz, die in den Hartbraunkohlen und Steinkohlen den Durit bildet.

Das alles sind die groben, mit dem bloßen Auge unterscheidbaren Hauptbestandteile der Kohle, die *Streifenarten*. Das Mikroskop enthüllt, daß sie verschiedener pflanzlicher Herkunft sind. Der Vitrit ist aus Holzsubstanz hervorgegangen, der Durit aus Blatthäuten, Sporen, Harzkörnern. Der *Fusit* zeigt Holzzellenstruktur und erinnert an Holzkohle. Strukturlose hochglänzende Kohlensubstanz heißt *Collinit* und ist aus eingetrockneten Gelen von Calciumhumat entstanden, das sich heute unter dem Namen Dopplerit bisweilen im Torf findet.

Das unterschiedliche pflanzliche Ausgangsmaterial bewirkt auch Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der Streifenarten: Mattkohle ist reicher an flüchtigen Bestandteilen als Glanzkohle, Faserkohle ist daran besonders arm.

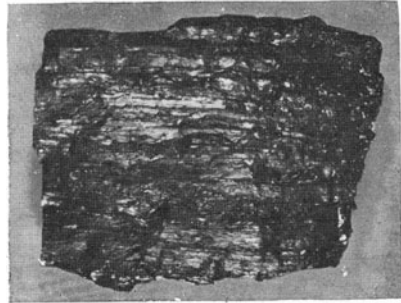


Abb. 148. Streifenkohle von Kladno,  $\frac{2}{3}$  natürliche Größe.

## II. Chemische und physikalische Eigenschaften der Kohle

Alle Kohlen enthalten neben brennbarer Substanz Wasser und Asche. Die Kohle liefert, unter Luftabschluß erhitzt, außer einem festen Rückstand, dem Verkokungsrückstand, noch flüchtige Bestandteile, das sind dampf- und gasförmige Zersetzungsprodukte, von denen sich die ersteren zum Teer kondensieren, die Gase aber früher als Leuchtgas und heute als Heizgas Verwendung finden. Bei diesem Vorgang bleibt natürlich im Verkokungsrückstand alle Asche und in den flüchtigen Bestandteilen auch der Wassergehalt der Kohle. Die durch Abzug der separat ermittelten Wasser- und Aschegehalte errechenbare Kohlensubstanz ist die *Reinkohle*. Das Mengenverhältnis von den flüchtigen zu den festen brennbaren Bestandteilen in der Reinkohle ist das *Brennstoffverhältnis* (fuel ratio), eine für die Charakteristik der Kohlen, namentlich der Steinkohlen, sehr wichtige Zahl. Gasreich, also langflammig, sind Kohlen, die viel flüchtige Bestandteile geben. Technisch wichtig ist auch die Beschaffenheit des Verkokungsrückstandes, ob pulverförmig (sandig), gesintert oder geschmolzen (Koks). Die Menge des aschenfrei gedachten Verkokungsrückstandes in der Reinkohle wird „Fixer Kohlenstoff“ genannt. Bei allen Braunkohlen liegt die Menge des Fixen Kohlenstoffes nahe an oder unter 50%.

Die technische *Analyse* oder *Immediatanalyse* besteht aus einer Verkokung

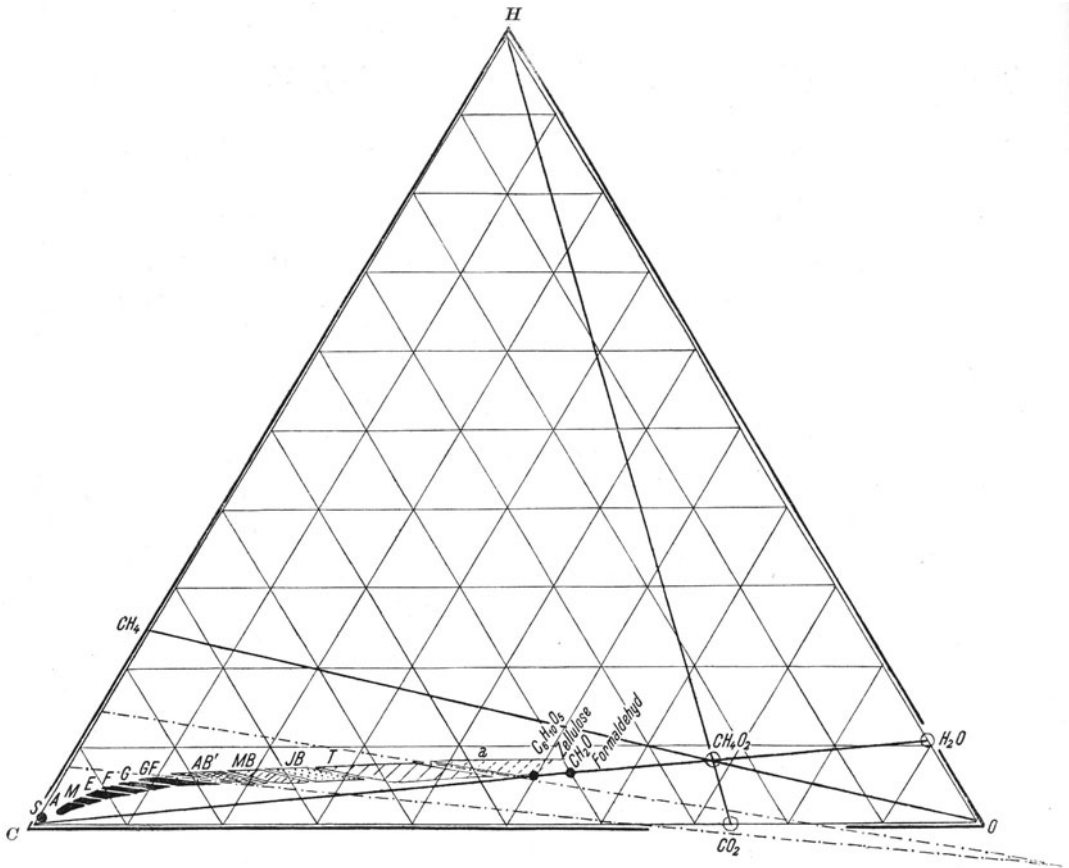


Abb. 149. Darstellung der Kohlenanalysen in der Dreieckprojektion nach APFELBECK.  
 T: Torf, JB: jüngere Braunkohlen, MB: mittlere Brk., AB: ältere Brk., GF: Gasflamm-Kohlen  
 G: Gaskohlen, F: Fettkohlen, E: Eßkohlen, M: Magerkohlen, A: Anthrazit, S: Schungit.

im Tiegel unter Luftabschluß zwecks Feststellung der flüchtigen Bestandteile und einer Verbrennung zwecks Feststellung der Asche. Die *Elementaranalyse* ermittelt den Gehalt der organische Substanz aufbauenden Elemente, d. s. Kohlenstoff, Sauerstoff, Wasserstoff und Stickstoff und Schwefel, welcher letztgenannte allerdings nur zum Teil der organischen Substanz, zum Teil den in der Kohle steckenden Mineralstoffen angehört (Schwefelkies).

Diese Analysen, wie auch jene der Tab. 3. zeigen, daß mit zunehmender Reife der Kohlenstoffgehalt steigt, jener an Sauerstoff stark und an Wasserstoff langsam abnimmt. Steinkohlen haben im allgemeinen etwas mehr Stickstoff als Braunkohlen.

Die Immediatanalyse ist nicht ganz einwandfrei (siehe unten bei Wasser und Asche).

Die Menge des Wasserstoffes, der nicht durch den Sauerstoffgehalt der Kohle als Wasser gebunden gedacht werden kann, wird als *disponibler Wasserstoff* bezeichnet. Mit ihm steigt die Backfähigkeit der Kohle.

Hoher Gehalt an Wasserstoff kennzeichnet jene Kohlen, die viel Leuchtgas entwickeln. Dies gilt für alle Faulschlammkohlen, die deshalb früher für die Leuchtgasfabrikation gesucht waren und weit verfrachtet wurden.

Tab. 2. Typische Kohlenanalysen

	Rohkohle					Reinkohle					
	Wasser	Asche	Fl. Best.	S	Rohkohle-Heizw.	C	H	O	N	fixer Kohlenstoff	Fl. Best.
Erdbraunkohle Borna-Sachsen	53,12	3,49	25,3	0,39	2540	68,81	6,36	23,93		41,6	58,4
Stückige Weichbraunkohle Köflach-Österr.	34,83	4,27	31,7	1,77	3629	68,79	5,35	25,22	0,64	48,0	52
Mattbraunkohle Brüx (Most) Böhmen	28,72	8,22	32,3	1,62	4167	72,33	5,49	21,40	0,78	49,6	56,4
Glanzkohle Leoben-Österr.	8,0	6,0	34,0	0,6	5750	74,0	5,5	20,5		60,0	40
Flammkohle Dabrowa-Polen	12,39	6,53	33,9	1,0	5933	78,63	5,04	14,74	1,59	58,1	41,9
Gaskohle Karwin (Czechoslow.)	2,42	4,51	30,1	1,02	7570	85,24	5,26	8,46	1,04	67,6	32,4
Fettkohle Ruhr-Zeche „Holland“	2,10	1,12	20,1		8123	87,30	5,57	7,12		74,1	25,9
Magerkohle S. Wales-Primrose	ca. 2	4,6	15,7		8066	91,7	4,80	3,50		83,1	16,9
Anthrazit S. Wales Stanlyd Flöz.	0	2,10	5,67		8309	93,86	3,44	1,50	1,20	92,23	7,77
Schungit Schunga, Finnland					8143	99,12	0,44	0,44			
Cannelkohle Lester, Ark.	38,72	7,50	36,90	0,50	—	72,12	4,37	22,16	1,35	31,94	58,4
Schwelkohle Mittel- Deutschld.	17,8	7,8			—	65,2	5,9	28,9	—	—	—

Anschaulich kommen die Zusammenhänge zwischen der Elementaranalyse und den Eigenschaften der verschiedenen Kohlenarten zum Ausdruck, wenn man die Dreieckprojektion wählt, wie es zuerst F. GROUT und dann vor allem APFELBECK in der Kohlenchemie eingeführt haben. Im normalen Bilde bedeutet der linke Eckpunkt 100% C, der rechte 100% O und der obere 100% H.

Vorsichtige thermale Zersetzung liefert in den Anfangsstadien immer Sauerstoffverbindungen (Wasser und Kohlensäure). Starke Gasentwicklung tritt ein für

Holz	bei 150°
Weichbraunkohle	230°
Hartbraunkohle	260°
Flammkohle	300°
Gaskohle	330°
Magerkohle	330°
Anthrazit	340°

### Wassergehalt

Genaue Wasserbestimmung erfordert Trocknen in inertem Gase oder andere Maßnahmen, da manche Kohlen rasch oxydieren.

In Steinkohlen ist der Wassergehalt unbedeutend. Nur in Ost-Oberschlesischen Flammkohlen und manchen Kohlen des Kladnoer Reviers erreicht er 25% bzw. 20%. Die erstgenannten Kohlen zeigen durch die Humussäure-Reaktion bereits Braunkohlenähnlichkeit.

In Braunkohlen steigt der Wassergehalt mit dem Huminsäuregehalt. Es kann (AGDE und VETTERS) grobgebundenes, kapillargebundenes und adsorptiv-

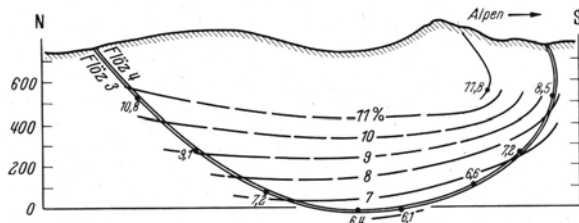


Abb. 150. Abnahme des Wassergehaltes mit der Tiefe in den oberbayrischen Glanzbraunkohlen. (Nach R. TEICHMÜLLER.)

gebundenes Wasser mit Hilfe der Verdampfungskurve unterschieden werden. Das erstere steigt deutlich mit dem Huminsäuregehalt. Etwa  $\frac{2}{3}$  des Gesamtwassers sind grob gebunden. An indischen Braunkohlenflözen wurde von SCHÜRMANN zuerst festgestellt, daß mit der Dicke des Deckgebirges der Wassergehalt in ähnlicher Weise abnimmt, wie es von den Steinkohlen unter dem Namen Hiltse Regel für die flüchtigen Bestandteile gilt, u. zw. 1% auf je 100 m. Diese Schürmannsche Regel findet auch bei der rheinischen Braunkohle, bei jener von Miskolc in Ungarn und bei laramischen Kohlen des Denver Beckens (USA) Bestätigung. Auch in der oberbayrischen Glanzbraunkohle nimmt der Wassergehalt mit der Tiefe ab (Abb. 150).

Getrocknete Braunkohlen nehmen aus feuchter Luft Wasser bis zur alten Grenze wieder auf. Aus Entwässerungs- und Wasseraufnahmekurven folgt die Kolloidstruktur der Kohlen, deren Poren bei polnischen Steinkohlen (1,5  $\eta\eta$ ) sehr viel kleiner als bei Braunkohlen sind (5,6  $\eta\eta$ ).

Der Wassergehalt der Braunkohlen ist die Ursache dafür, daß sie beim Lagern an der Luft rissig werden oder (Weichbraunkohlen) zerfallen, u. zw. die Moorkohle mehr als der faserige Xylit. Wegen des hohen und wertvermindernden Wassergehalts der Weichbraunkohlen werden diese vielfach getrocknet. Die Trocknung durch Wärmezufuhr beseitigt das grob- und kapillargebundene Was-



ser. Diese Trocknung vollzieht sich unter einer Volumenabnahme, die bei Erdbraunkohlen 30%, bei stückigen Weichbraunkohlen 10 und 14% (DOLCH) beträgt. Das Fleissner Trocknungsverfahren ist eine Dämpfung, die das Micellargefüge der Kolloide zerstört und die Huminsäuren unter Abspaltung von Hydroxyl- und Methoxylgruppen in Humine umwandelt. Die Kohle behält ihre stückige Form weil sie vorerst im Sattedampf bis ins Innere der Stücke erhitzt wurde und deshalb beim Ablassen des Dampfes die Schrumpfung auf einmal und nicht allmählich von außen nach innen erfolgt wie beim Trocknen an der Luft.

### Die Asche

Untersuchungen über die Aschenmenge in einer sehr großen Zahl von Kohlen liegen von STAINIER vor. Danach sind die Gehalte 5–10% die häufigsten, nach diesen kommen 3–5% und 10–20% und nur ½% der verglichenen Kohlen hat weniger als 1% Asche und rangiert mit Weichholz. Aschengehalte der Handelskohle von mehr als 20% sind durchaus nicht ganz selten und selbst 30–39% werden gewonnen und abgesetzt.

Auch bei der lebenden Pflanze schwankt der Aschengehalt in weiten Grenzen. Auf Trockensubstanz berechnet ist er beim Holz am kleinsten. Es ist darum

Tab. 3. Aschenanalysen

	Kali	Natron	Kalk	Magnesia	Tonerde	Eisenoxyd	Mangan-oxydul	Kieselsäure	Kohlensäure	Phosphorsäure	Chlor	Schwefel-säure
Carextorf unzersetzt	1,59		46,2		11,04			15,47		1,64		1,98
Sphagnumtorf unzersetzt	6,17		14,92		14,25			49,02		3,42		7,77
Leichter Torf	1,33	1,45	23,78	15,63	10,69	6,76		21,72		5,50	1,82	11,06
Erdbraunkohle Artern, Thüringen	0,99	1,72	20,56	2,15	29,50	3,12		3,12				3,17
Mattbraunkohle Trifail, Slowenien	5,39		23,36	8,38	7,58	3,37	Sp.	26,15		2,11		15,38
Mattbraunkohle Dios Györ, Ungarn	6,06	13,33	0,86	16,86	14,53		34,53	13,40	0,84			
Steinkohle Oberschlesien	2,17		6,02	2,44	18,23	15,68	1,33	39,45		1,23		12,83
dto. Westfalen	0,53		2,68	0,00	22,55	46,90		27,36		0,54		Sp.
dto. S. Wales	0,13	1,43	3,72	1,47	31,34	19,74	Sp.	37,37				
dto. Durham	1,01	1,10	4,34	0,61	38,77	2,10	Sp.	49,84				

begreiflich, daß der Vitrit den niedrigsten Aschengehalt aufweist und da die Pflanzenasche zu einem ansehnlichen Teil wasserlöslich ist, ist es nicht verwunderlich, daß manche Kohlen unter dem Durchschnitt der Pflanzen liegen. Übrigens ist auch die Vitritasche zu einem ansehnlichen Teil, bis 60%, in Wasser löslich.

Besonders aschenarm sind in Mitteleuropa manche Saarkohlen, die Braunkohle von Bruch (Lom) in Böhmen, die Flammkohle der Blücherschächte in Oberschlesien, die Steinkohle von Anina im Banat. Dicke Flöze haben oft aschenärmere Kohle.

Man sieht aus Tab. 3, daß Alkalien und auch Kalk beim Inkohlungsprozeß weitgehend verschwinden und daß zugeführte Mineralsubstanz von Bedeutung ist.

Die Herkunft der Asche in der vom Bergmann gelieferten Kohle ist verschieden:

Berge nennt man jene Gesteinstrümmen, die, sei es als Brocken oder Abrieb, vom Nebengestein der Kohle oder von Mitteln herrühren, die der Bergmann aushalten sollte.

Manche Flöze enthalten so dünne Schiefer- oder Mineraleinlagerungen, daß diese nur bei feinster Zerkleinerung durch Aufbereitungsprozesse beseitigt werden können. Das ist Flözasche unreiner Kohle.

Schließlich ist in reinen Kohlenstücken die Pflanzenasche und eingeschwemmte und eingewehte, meist tonige Mineralsubstanz enthalten, die letztere steckt im Durit. Aus Salzlösungen adsorbiertes Natrium kennzeichnet die mitteldeutsche *Salzkohle* von Egel (C. JUNGE).

Aufgabe des Bergmannes ist es, die Gewinnung so zu führen, daß die abgelieferte Kohle im Aschengehalt mit einer korrekt genommenen Schlitzprobe übereinstimmt.

Die Asche, welche nach Verbrennen der Kohle und Ausglühen des Rückstandes vom Chemiker gewogen wird, ist nicht immer der ganze Mineralstoff-Inhalt der Kohle. Kaolingehalt und Karbonatgehalt der Kohle, deren Wasser- und Kohlensäuregehalt erst bei 450° bzw. 800° entweicht, erhöhen die „flüchtigen Bestandteile“ ohne brennbar zu sein. Es gibt in Oberschlesien Kohlen, bei denen diese flüchtigen Mineralstoffe 1–2% ausmachen.

Die Asche ist nicht immer nur ein Ballast. Sie kann bei chemischer Verarbeitung und Verkokung als Katalysator nützlich wirken, sie kann durch Schmelzbarkeit wertvermindernd sein, weil das Schlacken der Kohle die völlige Verbrennung hindert und Mehrarbeit in den Heizungen verursacht. Es ist nicht richtig, daß hoher Eisengehalt das Schlacken fördert. Als günstige Schmelzpunkte gelten 1300° für Zentralheizungen, 1400° für Kesselkohle, 1500° für Lokomotiv- und Generatorkohle. Schlackenangriff auf Baustoffe kommt, je nach der chemischen Affinität, in Betracht.

Hoher Kieselsäuregehalt der Asche des Walliser Anthrazit ermöglichte die wirtschaftliche Herstellung von Ferrosilicium. Die kalkreiche Kohle von Rein (Steiermark) versuchte man auf Calcium-Karbid zu verarbeiten.

Für die Stahlindustrie ist der Phosphorgehalt von Wichtigkeit, der zwischen 0,008 und 0,3% der Asche liegen kann. Trotz der besseren Backfähigkeit der Kohle von Ostrau ist der P-ärmere Koks des Pochhammer Flözes der Beuthener Mulde in Oberschlesien für manche Zwecke bevorzugt. Auch im Ostrauer Revier ist die (nicht backende) Kohle mancher Flöze von Peterswald und Poremba (Poruba) den anderen durch P-Armut überlegen. Die Untersuchungen über den Sitz des P in der Kohle sind noch widerspruchsvoll und deuten darauf hin, daß er nicht überall gleich ist. Es gibt Kohlen, in denen der P-Gehalt mit dem Aschengehalt steigt, Kohlen, in denen der Fusit hohe P-Gehalte zeigt (im Brockwell

Flöz, NW-Durham, ist der Fusitgehalt für den P-Gehalt ausschlaggebend), Kohlen, in denen der P-Gehalt lagenweise wechselt. In Südafrika gelang es, einen Teil des P als Apatit in kalter Säure löslich festzustellen, ein anderer Teil ist mit der Kohlensubstanz selbst verbunden und doch ist organisch gebundener P dort in nur verschwindend kleiner Menge vorhanden (ARMSTRONG SMITH), während bei Ruhrkohle überwiegend organische Bindung festgestellt wurde (FÄRBER).

Die Kali-Vormacht der Pflanzenasche ist nicht selten auch bei Kohlenasche vorhanden.

Gehalt an *Schwermetallen* ist öfter analytisch nachgewiesen worden, gelegentlich wurde auch die technische Auswertung versucht. Man kennt Kohlen, die Kupfer (Sudeten), Silber (Sudeten, England), Gold (Hurr bei Budweis, England), Uran und Vanadium (Colorado, Kroatien), Blei, Zink, Cadmium (Oberschlesien), Zink (Ruhrkohle) enthalten. Trotzdem man heute weiß, daß Equisitum arvense ein Goldsammler, andere Pflanzen Kupfersammler sind, sprechen in den Sudeten und Oberschlesien gewichtige Gründe für Epigenese bei den genannten Metallen. Das Kounowaer Flöz in Böhmen enthält auf weite Entfernung immer wieder Bleiglanzeinschlüsse, deren Herkunft noch unbekannt ist. Die schwefelreiche Kohle von Boljevac (Serbien) hat einen bemerkenswerten Arsengehalt. In den Ostalpen zeigen miozäne Braunkohlen nicht selten (Liescha, Homberg, Knittelfeld) Realgar und Auripigment. Der Vanadiumgehalt mesozoischer Kohlen des Urals wird von SILBERMINZ auf benachbarte Gesteine zurückgeführt. Mit Vanadium kommt auch Nickel, Kobalt, Chrom vor.

Die Verbreitung von Bor in Kohlenaschen hat M. V. GOLDSCHMIDT gezeigt und mit dem Borgehalt der Blätter erklärt. Der Gehalt an Germanium, das von GOLDSCHMIDT in manchen Kohlen nachgewiesen wurde, steht nach SILBERMINZ unter Einfluß der Tektonik und könnte gewinnbar sein. In oberösterreichischer, pilsener und obereschlesischer Kohle liegt der Urangehalt (nach J. HOFFMANN) über jenem von Gräsern, Tanne und Torf.

Beachtliche Germaniumgehalte hat die Kohle von Newcastle. Die hohe Uranführung der Kohlen von Dakota, Wackersdorf in Bayern, Raška in Jugoslawien und örtlich in Trimmelkam in Oberösterreich ist zumeist durch Adsorption des Urans aus zirkulierenden Verwitterungslösungen zu erklären. Die Gehalte liegen bis einigen Hundert bis einigen Tausend Gramm Uran in der Tonne Asche.

Durch diese Spurenelemente, die zum Teil Reizstoffe sind, dürften sich düngende Wirkungen mancher Kohlen und Kohlenaschen erklären.

In vielen Gegenden ist es üblich, Kohlenasche der düngenden Wirkung wegen auf die Felder zu streuen. Versuche mit deutschen Braunkohlen haben gezeigt, daß diese als Dünger sehr wirksam sind, was nicht nur auf den Gehalt mineralischer Düngestoffe zurückzuführen ist.

M. V. GOLDSCHMIDT, dem man auch auf diesem Gebiete bahnbrechende Untersuchungen verdankt, wies in Steinkohlen Anreicherung folgender Elemente nach:

Be (Sr, Ba),  
B, Sc, Y, La-Cp,  
V, Co, Ni, Mo, Pd, Rh, Pt,  
Cu, Zn, Ga, Ge, As, (Se),  
Ag, Cd, Sn, Sb,  
Au, Pb, (Bi),

wobei Zusammenvorkommen zeilenweise angedeutet ist. Nicht aschenreiche, sondern gerade aschenarme Steinkohlen zeigen diese Anreicherung. Die ange-

reicherten Gehalte betragen einige Tausendstel bis einige Zehntel Prozent Spurenmetall in der Asche. Auch Braunkohlen zeigen solche Anreicherungen. Sie erfolgt auf dem Wege über die stark verdunstenden Blätter im Humus.

F. LEUTWEIN und H. RÖSLER haben gezeigt, daß die mitteldeutschen Kohlen des obersten Carbon und Rotliegend mehr Pb und Zn enthalten als die älteren Kohlen; sie führen das auf die Abtragung der jungpaläozoischen Erzlagerstätten zurück. E. SCHROLL und Mitarbeiter fanden in österreichischen Steinkohlen triassischen Alters einen auffällig höheren Pb-Zn-Gehalt, in solchen kretazischen Alters einen höheren Cr-Gehalt.

### Der Schwefel in der Kohle

Der Analytiker unterscheidet brennbaren und nicht brennbaren Schwefel, letzterer geht auch unter dem Namen Aschenschwefel, da er als Sulfat in der Asche gefunden wird. FÖRSTER hat gezeigt, daß dieses sich oft erst beim Verbrennungsprozeß bildet. Der Sulfatgehalt der Reinasche ist in frischem Torf immer viel höher als in zersetztem Torf, am höchsten im Birkenholztorf, frisch 22, zersetzt 8% (ZAILER).

Der Aschenschwefel ist unschädlich, während der brennbare Schwefel in die Rauchgase geht und die Feuerung (Lokomotiven) oder auch auf weite Entfernungen die Vegetation schädigen kann. Auch in Destillationsgasen der Kohle ist Schwefel unwillkommen. Im Leuchtgas wird er durch Kontaksubstanzen, wie Raseneisenerz, entfernt, eventuell auch in nutzbarer Form gewonnen. Für die Hydrierung der Kohle und andere technische Zwecke ist der Schwefel ebenfalls unerwünscht, ebenso schadet er im Koks. Kohlen mit 3% Schwefel oder mehr gelten als schwefelreich.

Der brennbare Schwefel ist teils als Pyrit (Markasit), teils als organischer Schwefel in der Kohle vorhanden. Mit der Menge des organischen Schwefels steigt gewöhnlich auch der Pyritgehalt. Zum Teil ist der organische Schwefel mit Schwefelkohlenstoff oder Pyridin extrahierbar. Zurückgeführt wird er auf den Schwefelgehalt der Eiweißsubstanz der Kohlebildner, aber auch auf Bakterien. Das Holz ist der schwefelärmste Bestandteil der Pflanze, darum ist auch der Vitrit am ärmsten an organischem Schwefel. Wenn nun trotzdem in schwefelreichen Kohlen Vitrit und Durit unter dem Mikroskop in gleicher Menge winzige Pyritfünkchen aufweisen, so ist das entweder auf Schwefelbakterien oder auf frühzeitige Imprägnation der ganzen Torfmasse mit Ferrosulfat zurückzuführen. Elementarer Schwefel konnte durch LISSNER in Kohle nicht nachgewiesen werden.

Die exakte Bestimmung des Pyritschwefels erfordert Lösung in  $\text{HNO}_3$ , wie sie DIETZ und WILDNER anwandten. Der Pyritschwefel tritt auf in mikroskopisch kleinen Fünkchen und Kriställchen, die in alle Gefügebestandteile der Kohle eingestreut, aber auch zu kleinen Kügelchen angehäuft sein können. Überdies tritt Pyrit auf als Ausfüllung von Haarrissen und Spalten und auf Schichtfugen. In letzterem verkiest er mitunter den Fusit (Hartfusit). Dieser Pyrit ist in die Kohle eingewandert (vgl. unten). Es kann aber auch wohl seltener eine Fällung von  $\text{FeS}_2$  durch den organischen Schwefel der Kohle erfolgen.

Kohle, die zur Zeit ihrer Entstehung oder kurz nachher mit Meerwasser in Berührung war, ist schwefelreich. Das ist schon beim Torf zu bemerken. Daß dabei die Sulfate des Meerwassers zur Geltung kommen, ist naheliegend. Aber auch Kohlen, die mit Kalk in Berührung waren, sind schwefelreicher als andere, gleichgültig, ob der Kalk das Hangende, ein Mittel oder die Unterlage bildet. Karstkohlen nennt SZADECKI Kohlen, die einer einst verkarsteten Landschaft auflagern. Wo beide Faktoren, Meerwasser und Kalk, zur Geltung kommen, steigt der Schwefelgehalt auf die höchsten bekannten Werte (Arsa Kohle in

Istrien bis 11,6%, Esztergom-Tatabanya bis 7,9%). Das pH des Torfs scheint bei Anwesenheit von Kalk eine Rolle zu spielen und vielleicht das Gedeihen von Schwefelbakterien begünstigt zu haben. Auf Kalkuntergrund wurde nach W. FUCHS fast neutraler Torf beobachtet. In der Arsakohle ist der Schwefelgehalt ganz überwiegend organisch 9,9%, Pyrit Schwefel 0,52%, Sulfat Schwefel 0,10%. Bemerkenswerterweise ist aber die Weichbraunkohle des Karlschachtes von Köflach in Steiermark, die einem Devonkalk aufliegt, sehr schwefelarm.

Besonders schwefelarme Kohlen Mitteleuropas sind die Saarkohlen, die Kohlen des Austria-Schachtes bei Pilsen, jene von Libuschin bei Kladno, von Georgental (Jiretin), bei Dux (Duchcov) (alles in Böhmen), von Köflach in Steiermark.

Der Schwefel ist also nur zum Teil primärer Bestandteil der Kohle. Er kann als Schwefel in den Torf und als Sulfat aus dem Deckgebirge in die mehr oder weniger fertige Kohle eingewandert sein. Er gehört zu den beweglichen Bestandteilen. Es gibt Flöze, deren eingewanderter Pyrit den Schwefelgehalt der Kohle auf den Höchstwert von 10% hinauftreibt.

### Gase in Kohle

Kohlen enthalten als okkludierte Gase Methan, Äthan, Propan, Kohlensäure, Kohlenoxyd, Stickstoff und Helium. Man ermittelte die Gase durch Auskochen, was aber weniger genau ist, als Zerkleinerung in einer Kugelmühle unter Absaugen des Gases. Der Gasgehalt steigt mit der Reife der Kohle. Das Volumen der durch Auskochen freigemachten Gase kann das 20–30fache des Kohlenvolumens ausmachen. Im Ruhrgebiet gilt 30 m<sup>3</sup> Methan pro Tonne Förderkohle als mittlere Gasführung. Die Gase sind zum Teil in der Kohle selbst gebildet worden und verblieben, zum Teil eingewandert und adsorbiert. Letzteres gilt vor allem für die gefährlichen Kohlensäuremengen. Dort wo Erdgas unter Kohlenflözen vorkommt (Appalachen), werden durch die Kohle Erdgas, Aethan und höhere Kohlenwasserstoffe adsorbiert (PRICE u. NEDLEE). Praktisch von Bedeutung ist allein Methan und Kohlensäure, von deren Auftreten S. 308 gesprochen wird. Die Wealdenkohle von Minden und Obernkirchen enthält ansehnliche Mengen von Aethan und schweren Kohlenwasserstoffen. Bemerkenswert ist der Heliumgehalt im Gas mancher Kohlen Belgiens und des Ruhrgebietes, da er ein Vielfaches jenes der Atmosphäre ist. Die Kohle weist keine meßbare Radioaktivität auf (MOUREU und LEPAPE). Ein Anthrazit aus dem Aachener Revier hat 70 ccm He/to Kohle. Das Gas enthält 0,2–0,8% Aethan. Vitrit erwies sich als gasreicher wie Durit (F. FISCHER, PETER WARNECKE). Flammkohlen liefern mehr Kohlensäure, die anderen Steinkohlen hingegen ganz vorwiegend Methan. Die unten mitgeteilte Betriebserfahrung zeigt, daß Fettkohlen das meiste Methan abgeben. Nach Versuchen in der Vacuum Kugelmühle wird behauptet, daß das Gas in der Magerkohle fester eingeschlossen sei. Da Zellulose Methan in höherem Maße aufnimmt, als andere organische Verbindungen, schließt RUFF, daß es Zellulose und ihre Abbauprodukte seien, die Methan adsorbieren. In Braunkohlen überwiegt Kohlensäure.

### Physikalische Eigenschaften der Kohle

Das *spezifische Gewicht* steigt von 1,2 bei Erdbraunkohlen auf 1,4 beim Anthrazit (vgl. Tabelle 4), Pyropissit schwimmt im Wasser und Schwelkohlen haben 0,9 bis 1,01. Bei sehr hohen Aschengehalten der Steinkohlen besteht keine einfache Relation zwischen spezifischem Gewicht und Asche. Petrographische Beziehungen zur Dichte sind wohl vorhanden, aber auch nicht einheitlich. Inner-

halb einer Kohlenart bedeutet eine Änderung in der zweiten Dezimale von D schon eine fühlbare Erhöhung des Aschengehaltes (M. F. BERTRAND).

An Blöcken zeigte Karwiner Gaskohle (Gabrielenschacht) 1,26, und Fettkohle vom Ignazschacht bei Mähr. Ostrau 1,31—1,308 scheinbares spezifisches Gewicht. Fettkohle ist viel poröser als Gaskohle, wie Versuche mit hydraulischer Wasserdurchträngung bei hohen Überdrucken zeigten, wobei Fettkohlenflöze 40—150 Liter pro 10 cbm bei einem Überdruck von 25—40 at in 10—40 Min. aufnahmen, Gaskohlenflöze auch bei stundenlanger Wirkung und 120 at nichts (TRIPPE).

Die Härte nimmt bei Braunkohlen mit abnehmendem Wassergehalt zu. Schneidbarkeit ist ein Kennzeichen der Weichbraunkohlen. Mattbraunkohlen können mit dem Mikrotom noch kleine Schnitte bei gleichzeitiger Dämpfung geben. Die Härte der Kohlen, die bei Glanzbraunkohlen und bei Anthrazit je ein Maximum erreichen, ist eine Struktureigenschaft und die Folge von Klüftung. Die Zerreiblichkeit hat in den Fettkohlen ein Maximum. Magerkohlen und Anthrazit sind fester als Fettkohlen, daher der Name *hard coals* bei Amerikanern für die beiden letztgenannten.

Der Vitrit ist spröder als der Durit und infolgedessen mehr geklüftet. Vitritreiche Kohlen sind infolgedessen zerreiblicher. Die Cannelkohle ist die festeste. Sie liefert die größten Stücke und kann geschliffen und gedrechselt werden. Übrigens ist auch die Abbaumethode und Abbauführung von Einfluß auf die Festigkeit, wie sich am deutlichsten im Stückkohlenanfall ausdrückt.

Von PEITHNER untersuchte die Druckfestigkeit von Falkenauer Braunkohlen. Sie schwankt in weiten Grenzen und war beim Xylit am höchsten (Mittel 113 kg/cm<sup>2</sup>), sonst bei Mattkohle 164 und bei Glanzkohle 113. Auch bei Steinkohlen zeigt der Vitrit kleinere Druckfestigkeit als der Durit. An Fettkohlen-Vitrit wurden 25 kg/cm<sup>2</sup>, an Flammkohlen-Vitrit 250 kg/cm<sup>2</sup> gemessen. Auch die Biegezugfestigkeit ist beim Xylit am größten, bei Streifenkohle am kleinsten.

Die *Lichtdurchlässigkeit* der Kohle nimmt mit zunehmendem Reifegrad ab. Deshalb mikroskopiert man Braunkohlen bei durchfallendem Licht in Dünnschliffen, Steinkohlen bei auffallendem Licht in polierten Anschliffen. Für die an der Grenze beider Gruppen liegenden Glanzbraunkohlen und Flammkohlen hat sich nach M. TEICHMÜLLER die kombinierte Methode des polierten Dünnschliffes bewährt.

Die Kohlen sind doppelbrechend und zwar liegt die Auslöschungsrichtung bei gekreuzten Nikols meist parallel und senkrecht zur Schichtung. Das ist vermutlich auf eine Spannungsanisotropie zurückzuführen, welche durch den senkrecht zur Schichtung wirkenden Belastungsdruck verursacht wurde. Bei einzelnen alpinen und südosteuropäischen Glanzbraunkohlen stellten W. PETRASCHECK und W. E. PETRASCHECK schiefe Auslöschung fest und erklärten dies durch den horizontalen tektonischen Druck, welcher auf schräg gestellte, noch wenig reife Flöze einwirkte.

Zu den physikalischen Eigenschaften der Kohle gehört auch deren Verhalten bei der *differentialthermischen Analyse*. Bei der Erhitzung der Kohle finden Umwandlungen statt, die zum Freiwerden von Wärme führen. Die wärmeliefernden Umwandlungen finden bei umso höheren Temperaturen statt, je reifer die Kohle ist (WHITEHEAD und KING). Diese Umwandlungen entsprechen der Zersetzung des Bitumens, was für die Verkokung von Bedeutung ist (siehe Seite 263).

Die physikalische Untersuchung der Kohlen hat zu folgender Vorstellung vom *Feinbau der Kohlen* geführt: Die Kohlen haben eine kolloidale Struktur. Die kleinsten kolloidalen Teilchen heißen Mizellen. Diese Molekülgruppen werden in den weniger inkohlten Kohlen durch Wasserstoffbrücken zusammen gehalten.

Diese Brücken werden mit der Abgabe der flüchtigen Bestandteile abgebaut. Dadurch verringert sich die Festigkeit und Härte der Kohlen, die bei den Fettkohlen ein Minimum erreicht. Bei weiter fortschreitender Kohlenreifung enthalten die Molekülgruppen einen zunehmenden Anteil an ringförmig (aromatisch) gebundenem Kohlenstoff, sie orientieren sich parallel und nähern sich nach den röntgenographischen Untersuchungen dem graphischen Schichtgitter (T. MAK-KOWSKY).

Die Porengröße hat bei den Fettkohlen ein Minimum (20 Å). Nach BERKOWITZ stauen sich beim Erhitzen die flüchtigen Bestandteile in diesen Poren, dehnen sie aus und bewirken so das Treiben beim Verkokungsvorgang.

### Die organischen Baustoffe der Kohle

Der wichtigste Baustoff der Pflanze ist die Zellulose ( $C_6H_{10}O_5$ ), welche namentlich im Holz durch Lignin gehärtet sein kann. Der Ligningehalt verschiedener Pflanzen und Pflanzenteile schwankt in weiten Grenzen. Zellulose und Lignin sind überdies artverschieden. So ist z. B. Kiefernzellulose nicht identisch mit Schilfzellulose. Methoxylgruppen sind ein für die Kohle wesentlicher Bestandteil des komplexen Ligninmoleküls. Zum Schutz der Oberfläche vegetativer Organe verwendet die Pflanze Wachse, Kutin (Kutikula) und Suberin (Rinde, Kork). Die Harze gehen wenig verändert in die Kohle über. Alle die genannten Gewebeteile enthält das Mikroskop auch in der Kohle und so darf man auch ihre Baustoffe in der Kohle erwarten und in der Tat sind sie alle in Weichbraunkohlen, zu einem Teil auch in anderen Kohlen, je nach ihrer Widerstandsfähigkeit nachgewiesen worden. Reservestoffe wie Zucker, Stärke, Eiweißstoffe sind sehr verträglich und werden schon im Angangsstadium des Torfs vergoren. Abbauprodukte von Eiweißkörpern wurden im Torf nachgewiesen. Bakterien können darin neuerlich Eiweiß liefern. Das Vorhandensein von lebenden Bakterien in der Kohle wurde wiederholt behauptet, nie, auch nicht bei steriler Probenahme, kann aber der Verdacht auf Verschleppung durch Grubenwässer und Grubenluft beseitigt werden. Der Stickstoffgehalt der Kohle ist mindestens teilweise auf ehemalige Eiweißsubstanzen zurückzuführen.

Von Chemikern wurde nachdrücklich betont, daß *Zellulose* an der Bildung der Kohle nicht teilnehme, weil sie vorher durch biologische Prozesse zerstört werde. Alle Humussubstanzen der Kohle seien auf das Lignin zurückzuführen. Es ist aber einwandfrei erwiesen worden, daß Zellulose im Xylit, wie im Durit der Weichbraunkohlen vorhanden ist, u. zw. im braunen Xylit etwa halb soviel wie im rezenten Holz. Schon in schwarzen, an der Grenze zu den Mattbraunkohlen stehenden Weichbraunkohlen sinkt der Zellulosegehalt auf ein Zehntel jenes normaler, stückiger Weichbraunkohlen.

*Lignin* ist in allen Braunkohlen durch die Donathsche Reaktion qualitativ nachweisbar. Mengenbestimmungen liegen nur ausnahmsweise vor. In stückiger Weichbraunkohle wurde der Ligningehalt durch Differenzbestimmung mit ca. 40% ermittelt. Seine Menge scheint jedoch schon in Braunkohlen sehr verschieden zu sein, denn es gibt Braunkohlenanalysen, die neben Asche, Bitumen und in wässriger Lauge gelöster Humussäure für Humuskohle und Lignin fast nichts übrig lassen. Da bei jeder Zerstörung des Lignins Benzolderivate entstehen, schließt man auf aromatische Natur des Ligninmoleküls. Verschiedene Lignine haben verschiedene Methoxylgehalte. Ihre Abspaltung liefert Huminsäuren. FISCHER und SCHRADER vertreten die Auffassung, daß das Lignin der alleinige Humusbildner sei, weil aus seiner neutralen Lösung unter Verseifung der Acetylgruppen ein phenolartiger, alkalilöslicher Körper entsteht, die Huminsäure. Viel

Richtiges ist wohl an dieser Theorie, denn umgekehrt zum Ligningehalt fällt und steigt der Huminsäuregehalt der Braunkohlen. BREGER und VAROSSIEV haben neuerlich bestätigt, daß Huminsubstanzen aus Lignin durch Abspaltung von Methoxylgruppen gebildet werden können. Es ist jedoch nach ERASMUS sicher, daß Zellulose, ferner Pektinstoffe auf dem Wege über Zuckerarten zum Teil wohl vergoren aber auch zu Huminsäuren oxydiert werden können. Auch Eiweißverbindungen können bei der Hydrolyse in Huminsäure ähnliche Stoffe übergeführt werden.

*Huminsäure* ist in Wasser oder in kalten Alkalien löslich. Sie findet sich im Torf und in Weichbraunkohlen u. zw. frei oder als Salze (Humate). Die Menge der freien Säure ist schon in Weichbraunkohlen im Vergleich zum Torf sehr verringert. Dafür sind in ihnen Humate vermehrt.

*Humine*, das sind Anhydride der Humussäure, sind in heißen Alkalien löslich. Sie wiegen in Hartbraunkohlen vor, finden sich zum Teil aber auch schon in Weichbraunkohlen.

*Humuskohle*, in heißem Alkali unlöslich. Durch Wasserstoffsuperoxyd oder andere Oxydationsmittel in Humine rückführbar. Vorkommen in Steinkohlen.

In den Braunkohlen überwiegen Huminsäuren, bzw. Humate und Humine. Huminsäuren sind natürliche Oxycarbonsäuren, die Wasserstoff-Ionen liefern und Salze bilden, welche die Fähigkeit des Basenaustausches haben. Sie stellen amorphe, dunkle Substanzen dar, im Wasser schwer löslich, aber als Kolloid dispergierbar. Ihre Alkalisalze sind im Wasser löslich, das Calciumsalz nicht. Dieses kommt in Torfmooren als unregelmäßige, schwarzbraune, gallertartige Masse (Dopplerit) vor, die beim Austrocknen schwindet und Brocken mit glänzend schwarzem, muscheligen Bruch bildet. In dieser Form findet man Dopplerit auch als Kluftausfüllung und auf Schichtflächen von Braunkohlenflözen. Es ist möglich, daß solcher Dopplerit die Glanzbraunkohlen imprägniert. Humusgel wurde von HUMMEL gangförmig im Habichtswald beobachtet. Die Humussubstanzen sind die Hauptbestandteile aller Kohlenarten.

Die Huminsäuren haben 60 bis 70% C, dabei jedoch weniger als die Kohlen, aus denen sie extrahiert wurden, woraus geschlossen wird (H. STACH), daß sie der stärkst oxydierte Humusbestandteil in den Kohlen sind. Humuskohle kann durch Autoxydation bei höherer Temperatur, durch Druckoxydation bei Gegenwart von Alkali oder durch Wasserstoffsuperoxyd in huminsäureartige Stoffe zurücküberführt werden. Wie das Lignin haben die Huminsäuren den Charakter den Phenolabkömmlingen, woraus sich der Phenolgehalt des Tieftemperaturteers erklärt (TROPSCHE).

Die Menge der Huminsäure und ihrer Salze beträgt in Weichbraunkohlen ein Vielfaches jener in Glanzbraunkohlen und Steinkohlen. Bei Übergang in Humuskohle verlieren die Humussäuren schnell fast alle Carboxylgruppen. Sie verlieren auch, aber langsamer, die Hydroxylgruppen und werden hydrophob.

Quellung und Peptisation der Humussubstanz liefert Humusgele, die durch Austrocknen pechartige Substanzen geben. Trockenes Torfholz, dessen Zellulose völlig zu Humusgel wurde, hat muscheligen Querbruch mit leichtem Glanz und im unteren Teil von Weichbraunkohlenflözen kann man häufig zellulosefreie Xylite bemerken, die im trockenen Zustand wie Glanzkohle erscheinen. Das sind die Metaxylite von R. POTONIE.

*Bitumenkörper* und Bitumenträger sind teils makroskopisch (manche Harze und Sporen), teils mikroskopisch (Harz, Pollen, Sporen, Cuticularesten) in Kohlen sichtbar. Die Hauptmenge ist jedoch nicht in figurierten Bestandteilen enthalten und kann nur durch Lösungsmittel extrahiert werden, wird aber hie und da zum Teil als ein Exsudat von den Kohlen ausgeschieden. Molekulare Lö-



sungen der Bitumina geben Benzol, Toluol, Xylol, Chloroform, Alkohol. Während Phenol, Pyridin, Anilin u. a. entweder kolloidale Lösungen geben oder chemisch reagierend als Lösungsmittel fungieren. Am zweckmäßigsten und stärksten ist das Gemisch gleicher Teile Benzol und Alkohol, wobei die Lösung im Soxhlet Apparat vorgenommen wird, in welchem die Substanz mit dem kalten Lösungsmittel durchgespült wird.

Von sehr großem Einfluß ist die Korngröße der behandelten Substanz. Bei Mahlfineinheit auf 0,001 mm steigt die Extraktausbeute bei Steinkohlen sprunghaft auf das Zehnfache, bei Braunkohlen ist die Mahlfineinheit fast ohne Einfluß (PETERS und CREMER). Druckextraktion bei erhöhter Temperatur steigert die Ausbeute außerordentlich.

Braunkohlen geben an Lösungsmittel mehr Bitumen ab als Steinkohlen, bei beiden nimmt die Menge mit der Reife ab, so daß das Minimum beim Anthrazit liegt.

Weichbraunkohlenbitumen besteht aus vorgebildeten Harz- und Wachssubstanzen, Steinkohlenbitumen aus aromatischen und hydroaromatischen Kohlenwasserstoffen. Hartbraunkohlen stehen zwischen beiden. Die karbonische Weichbraunkohle von Tula hat kein Wachs und ist nach STADNIKOFF verschieden von der deutschen Erdbraunkohle.

Bitumengehalte:	Fichtenholz	0,5%
	Lycopodium clavatum (Bärlapp)	9,0%
	Bärlapp-Blättchen	16,0%
	Fichtennadeln	14,2%
	Leontodon taraxacum (Löwenzahn)	11,2%
	Sequoiaholz (Zypressenholz)	16,0%
Erdbraunkohle Geiseltal	15,7% darin	77,4% Wachs 22,6% Harz
Erdbraunkohle Zeitz	20,8% darin	58,0% Wachs 41,2% Harz
Erdbraunkohle Nied. Lausitz	9,3% darin	54,2% Wachs 43,8% Harz
Mattbraunkohle Teplitz	33,9% darin	45,3% Wachs 54,7% Harz
St. Weichbr.-Xylit Köflach	21,4% darin	3,8% Wachs 96,2% Harz
St. Weichbr.-Bitum. Holz Köflach	47,5% darin	3,2% Wachs 96,8% Harz

Mit der Menge des extrahierbaren Bitumens steigt bei den Weichbraunkohlen auch die Menge des Schwelteers. Trocknung an der Luft vermindert die Bitumenausbeute und sehr fühlbar auch die Schwelteerausbeute von Weichbraunkohlen.

Bei Steinkohlen ist die Bitumenausbeute des Vitrits größer als jene des Durits und diese doppelt so groß oder noch größer als des Fusits. Bei den Weichbraunkohlen (Hausruck) sind Xylit und Moorkohle wenig verschieden in der Menge des Bitumens. Von großem Einfluß ist der Bitumengehalt auf die Kokbarkeit der Kohlen. Unlöslich ist das Polytbitumen = Stabilprotobitumen.

Die *Zerlegungsanalyse* versucht ohne Zerstörung die wichtigsten organischen Baustoffe zu isolieren und mengenmäßig zu bestimmen. Ein einschlägiges Verfahren wurde von SOUCI für Torf ausgearbeitet, mit leichten Abänderungen ist es auch für Braunkohlen anwendbar. Einschlägige Untersuchungen wurden in Zusammenarbeit mit CIVRAN in Angriff genommen.

*Farbstoffe und Lebensstoffe der Pflanzen*, wie Chlorophyll (Blattgrün), wurden in der Erdbraunkohle des Geiseltales als grünliche Imprägnation gefunden, die sich in Berührung mit Luft rasch bräunte, ein Fund, der umso bemerkenswerter ist, weil schon im Torf das Chlorophyll meist abgebaut ist. Seine Derivate, wie das Ätioporphyrin, wurde durch A. TREIBS in verschiedenen Ölschiefern und folgenden Kohlen nachgewiesen: Lignit des Nördlinger Ries, Mattbraunkohle von Daßnitz bei Falkenau (Falknov), oberbayrische Glanzbraunkohle, Flammkohle von Lohberg, Cannelkohle von Wehofen, Boghead und Ruhrfettkohle. In anderen sächsischen und Ruhrsteinkohlen und in belgischem Anthrazit gelang

Tab. 4 Eigenschaften der Kohlenarten

	Farbe und Glanz	Spezif. Gewicht	Feinbau	Heizwert in Kalorien	Wasser %	Flüchtige Bestandteile %	Kohlenstoff %	Chemische Komponenten
Torf	braun stumpf	1,0	Pflanzenfasern u. Kolloidal	1500—2000	90—60		55—65	Zellulose Huminsäuren Lignin Bitumen
Weich- braunkohle	braun stumpf	1,2	Kolloidal	1800—3000	60—30	60—50	65—70	
Hart- braunkohle	braun bis schwarz Mattglanz	1,25		4000—7000	30—10	50—45	70—80	Humine Lignin Bitumen
Flamm- bis Fettkohle	schwarz Fettglanz	1,3	Kolloidal mit zunehmendem Anteil an ringförmig schichtig geordneten Molekül-Gruppen	7000—8000	10—3	45—17	80—90	unlösliche Humine und Bitumen in abnehmendem Anteil
Eß- bis Magerkohle		1,35		8000—8500		17—7	90—93	
Anthrazit	schwarz Hochglanz	1,4—1,6		8500—9000	1—2	7—4	93—98	
Graphit	schwarz halbmetail. Glanz	2,2	Schichtgitter	prakt. nicht entzündbar	—	4—0	98—100	± reiner Kohlenstoff

der Nachweis nicht. Auch Hormone wurden in Kohle nachgewiesen. Xanthophyll und Carotin wurden nach R. JOHNSON und R. THIESSEN ebenso wie Chlorophyll aus Torf isoliert.

*Die vorstehende Tabelle zeigt den stetigen Übergang der chemischen und physikalischen Eigenschaften der unreifen Kohlen zu den reifen Kohlen.*

### Kokbarkeit und Schwelbarkeit

Die Kokbarkeit (Backfähigkeit) ist eine Eigenschaft gewisser Steinkohlen, wenn sie auch schon bei dünnen Streifen in ungarischen u. a. Braunkohlen auftreten kann. Sie steht in starker Abhängigkeit vom Bitumengehalt, wenngleich künstlich auch aus bitumenfreien Substanzen Koks erhalten werden kann. So erhielt SCHMIDT aus Zellulose und aus Fichtenholz bei Inkohlung in alkalischem Medium backende Kohlen, aus Lignin dagegen Sandkohle. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich aus Zellulose bei künstlicher Inkohlung benzol-lösliches Bitumen bildet. FISCHER und GLUND verdankt man grundlegende Untersuchungen, denen zufolge das im Autoklaven unter der Zersetzungstemperatur der Kohle mit Benzol gelöste Steinkohlenbitumen durch Petroläther in ein darin lösliches Ölbitumen und ein darin unlösliches Festbitumen zerlegt werden kann. Das Ölbitumen zersetzt sich bei niedrigerer Temperatur als das Festbitumen, es bewirkt das Backen, das Festbitumen das Treiben des Koks. Sein Schmelzpunkt darf nicht viel unter dem Zersetzungspunkt des Festbitumens liegen, damit das Gas nicht in großen Blasen entweichen kann. Die Menge des Festbitumens nimmt mit steigendem Inkohlungsgrad ab. *Ein guter Koks entsteht dann, wenn Schmelzen und Gasabgabe im gleichen Temperaturintervall erfolgen.* Bei unreifen Kohlen erfolgt die Zersetzung des Bitumens unter Gasabgabe zu früh, bei sehr reifen, mageren Kohlen ist zu wenig Bitumen vorhanden. Man kann also durch Mischung von Kohlen den Koks verbessern und kann insbesondere durch Mischung zweier Kohlen, die eine zu mager, die andere zu gasreich, die also jede allein einen schlechten Koks geben würde, einen guten Koks erhalten. Die Gasabgabe aus Steinkohlen beginnt schon bei 310°. Auch die Korngröße und die Erhitzungsgeschwindigkeit beeinflussen die Backfähigkeit. Für jedes der beiden besteht ein Optimum. Die entgaste Kohle selbst, die das plastische Bindemittel des Koks bildet, expandiert meßbar bei der Verkokung. Das Expansionsvermögen des Vitrits steigt mit seinem H-Gehalt, in geringerem Maße auch mit seinem C-Gehalt. Zugabe von Inertstoffen (Magerkohle, Fusit, aschenreiche Kohle) verringert die Expansion. Durite zeigen nur Kontraktionen (MACURA).

Gelänge es, den Verkokungsprozeß statt unter Atmosphärendruck unter höherem Druck durchzuführen, um das Entweichen des Gases vor dem Schmelzen zu verhindern, so würde man, wie auch Versuche von F. FISCHER gezeigt haben, auch aus Gas- oder Gasflammkohlen, einen festen und porösen Koks erzielen können. In der Tat zeigt die Natur, daß durch Eruptivkontakt tief in der Erde, wo der Belastungsdruck die Gasabgabe verzögerte, fester, poröser Koks auch aus solchen Kohlen entstanden ist, die im Koksofen nicht verkocht werden können. (Beispiel: Basaltgänge mit Naturkoks aus der Flammkohle von Kladno, Böhmen.) Allerdings zeigt dieser Naturkoks mehr flüchtige Bestandteile, als der Koks sonst aufweist (vgl. S. 299). WILHELM PETRASCHECK hat im Autoklaven aus Köflacher Weichbraunkohle Koks hergestellt; nach dem Verfahren von RAMLER und WILKENROTH werden stark gepreßte Braunkohlenbriketts verkocht.

Ein wichtiges Produkt bei der Kokserzeugung ist der Teer, der durch Kondensation der Dämpfe gebildet wird. Der Stickstoff der Kohle findet sich als Ammoniak im Kondenswasser und wird daraus gewonnen. Bei schwefelreichen Kohlen gelingt es auch, den Schwefel aus den Dämpfen herauszuholen und even-

tuell zu verwerten. Vor allem aber sind es die Benzolderivate, welche den Steinkohlenteer zu einem wichtigen Rohstoff der chemischen Industrie machen. Erfolgt die Destillation unter 600°, also bei tieferer Temperatur als im Koksofen angewendet wird, so nennt man den Prozeß Verschwelung und den gewonnenen Teer Urteer. Dieser enthält bei Flammkohlen 40—50%, bei Fettkohlen 14—17% Phenole, auch ein Beweis dafür, daß nicht nur Lignin die Humusstoffe liefert. Der aus Weichbraunkohlen gewonnene Urteer (Schwelteer) ist braun bis schwarz, leicht schmelzbar und der Menge nach bei Schwelkohlen am größten und qualitativ am besten. Dieser enthält vorwiegend aliphatische Kohlenwasserstoffe. Aus dem Schwelgas werden Leichtöle für Motorenbetrieb kondensiert. Der anfallende feste Rückstand „Grudekoks“ dient als Heizmaterial für besondere Öfen.

### Groß-Strukturformen der Kohle

*Klüftung.* Die primäre Struktur ist schichtig, wie es in der Streifenkohle deutlichst erkennbar ist. Mit ihr paart sich oft Klüftung, quer oder etwas schräg zur Schichtung. Wie bei anderen Sedimenten ist die Klüftung teils diagenetisch, teils tektonisch bedingt. Je edler die Kohle umso stärker die Klüftung. Bei Weichbraunkohlen ist sie am schwächsten und kommt oft erst beim Austrocknen zum Vorschein, wobei sie aber dann oft eine, entsprechend der Tektonik gerichtete Orientierung bemerkbar macht. Meist sind zwei sich annähernd rechtwinklig schneidende Hauptrichtungen vorhanden. Im Donezbecken stehen nach IWANOFF Schwundrisse senkrecht, tektonische Klüfte schräg zur Schichtung, eine Regel, die nicht überall anwendbar ist. Die böhmische Braunkohle zeigt örtlich eine Art stengeligen Zerfalls zu kleinen, in der Gestalt an Basalt erinnernde Säulchen von 2—5 cm Durchmesser. Die Versuchung ist naheliegend, dies, wie JURASKY es tat, als Schwindung zu bezeichnen, zumal mitunter auf den Klüften eingetrocknetes Exsudat (Duxit) sitzt. Der stengelige Zerfall zeigt sich aber nur örtlich und gerade da, wo Verwerfungen von mehreren Richtungen zugleich auftreten. Auch im Ruhrgebiet wurde das Bestehen mehrerer Kluftscharen nebeneinander festgestellt.

Die Pilsener Kohle ist daran zu erkennen, daß ihre Klüfte oft einen hauchdünnen, schneeweißen Kaolinbelag aufweisen, der aus den Hangendschichten durch Grundwasser verschleppt ist. Karwiner u. a. oberschlesische Kohlen weisen auf den Klüften oft einen Calcitbelag auf, der auch aus dem Deckgebirge kommt.

Die Beachtung der Klüfte (auch *Schlechten* genannt) ist für den Bergmann wegen Orientierung günstigster Abbaufrenten, nämlich wenig schräg zur Klüftung sehr wichtig. Deshalb werden im Ruhrgebiet systematisch Schlechtenkarten gezeichnet, welche Streichen und Fallen der Klüfte in den einzelnen Abbaufeldern darstellen und so die Planung der Abbaufrenten erleichtern.

*Mylonitisierung.* Nahe an Überschiebungen, bzw. in Gebieten mit Deckenbau ist die Kohle oft tektonisch zerrieben, so daß die Gruben nur Feinkohle liefern. Die zerriebene Kohle kann bei Mitvermahlung mit Schiefer auch zu einer Art Naturbrikett verfestigt sein: Preßkohle der Häuer in den Ostalpen bei Lunz und Ybbsitz. Dieser Kohlenmylonit kann auch derart verschweißt sein, daß er erst unter dem Mikroskop bei polarisiertem Licht als solcher erkennbar wird, wie das beim oberitalienischen Anthrazit von Valdigno di Aosta der Fall ist. (W. E. PETRASCHECK)

*Augenkohle* (Abb. 151) zeigt auf Querklüften kreisrunde ebene Ablösungsflächen, eventuell konzentrisch struiert. Sie tritt hie und da in der Nähe von Verwerfungen auf (Häring, Tirol, Penzberg, Oberbayern, Fruska Gora im Banat, Wies in Steiermark, Nürschan in Böhmen, Schonen etc.) und gilt als eine Druck-

erscheinung, doch ist damit, wie R. POTONIE hervorhebt, die Entstehung noch nicht restlos geklärt.

*Kugelskohle* (coal apples, nigger heads) steckt mit glänzenden Ablösungsflächen im geschichteten Flöz in runden, geröllähnlichen oder unregelmäßigen Massen. Sie wurde gelegentlich als ehemalige Torfgerölle bezeichnet und findet sich immer nur in stärker gestörten Flözen. Bekannt ist die Kugelskohle von Vasas bei Fünfkirchen (Pecs) in Ungarn. Hier ist in der Grube sichtbar, daß an der Verschneidung zweier Klüfte ein abgerundeter Harnisch die Kluftflächen verbindet. Man kann aus dem Flöz auch halbe Kugeln entnehmen. Manche Kugeln sondern außen Schalen ab. Es ist kein Qualitätsunterschied zwischen der Kohle der Kugeln und des umgebenden Flözes feststellbar, so daß die Kugeln als eigenartige Druckerscheinung aufzufassen sind. Fundorte: einmal in Mährisch-Ostrau an einer kleinen Aufschiebung (A. HOFMANN), Brassac (Frankreich), New Castle (S.-Wales), Pennsylvanien, häufig in den Rocky Mountains.



Abb. 151. „Augenskohle“ von Häring, Tirol.  
Eine Druckerscheinung,  $\frac{1}{2}$  nat. Größe.

*Tutenkohle* ist das Analogon des Tutenmergels (cone in cone structure). Sie zeigt längsgestreifte, ineinandergeschobene Kegel und wurde als Kolloidstruktur aufgefaßt (REIS). Das nicht seltene Vorkommen in stark gestörten Flözen spricht für eine Druckverschiebung, wie das auch für den Tutenmergel gilt (Fünfkirchen, Mähr.-Ostrau, Boljewac).

### Die pflanzliche Mikrostruktur der Kohle (Kohlenpetrographie)

Die ersten mikroskopischen Untersuchungen von Kohlen beschränkten sich auf Mazerationsprodukte. REINHARD THIESSEN war bahnbrechend in der systematischen Untersuchung der Kohle im Dünnschliff oder Schnitt. Weichbraunkohlen lassen sich unschwer mit dem Mikrotom schneiden. Bei gleichzeitiger Dämpfung gelingt das auch noch bei Mattbraunkohlen. R. THIESSEN behandelte die Kohlen abwechselnd mit Flußsäure und Alkali, um sie scheidbar zu machen. Aber bei den Gaskohlen hörte die Durchsichtigkeit auch bei sehr dünnen Schliffen auf. Die Untersuchung im auffallenden Licht half weiter. Wo die Kohlen zu homogenisiert sind, um bei einfachem Auflicht strukturelle Unterschiede zu zeigen, kann Beobachtung im polarisiertem Licht, eventuell bei Anwendung von Öl-Immersion, ferner Ultropak-Beleuchtung oder der von E. STACH eingeführte Reliefschliff weiterhelfen. Schließlich ist auch die Ätzung von Anschliffen dann noch anwendbar, wenn andere Methoden versagen. Kochen mit Benzol, Tetralin, bei Magerkohle und Anthrazit mit Chromsäure und Schwefelsäure werden dabei angewendet oder auch Flammenätzung. Auf diese Art können bei allen Kohlen pflanzliche Strukturen zum Vorschein gebracht werden. Zwischen den mehr oder weniger deutbaren organischen Bestandteilen verbleibt immer noch, oft in beträchtlicher Menge, eine unauflösbare, strukturlose und homogene Grundmasse, die bei Steinkohlen opak, bei Braunkohlen braun durchscheinend ist = Opaksubstanz. Nach der ursprünglichen von R. THIESSEN herrührenden und in USA noch gebräuchlichen Nomenklatur ist die in der Glanzkohle, bzw. als Xylit erkennbare Holzsubstanz das *Xylom* und die in der Mattkohle steckende An-

häufung anderer figurierter pflanzlicher Bestandteile der *Attritus*, wobei ein durchsichtiger (translucent) und opaker Attritus unterschieden werden. In Heerlen beschloß man 1934, nur das, was unter dem Mikroskop oder durch Mazeration unterscheidbar ist, als *Gefügebestandteile* (Macerale) zu bezeichnen.

Nach jahrelangen nomenklatorischen Diskussionen hat man sich auf folgende Terminologie geeinigt.

Die Glanzkohlenstreifen oder *Vitritstreifen* bestehen vorwiegend aus *Telinit* einem glänzenden Gefügebestandteil mit erkennbarer Holzzellenstruktur und aus *Collinit*, der ein strukturloses Humuskolloid ist (fossiler Dopplerit). Die Matt-

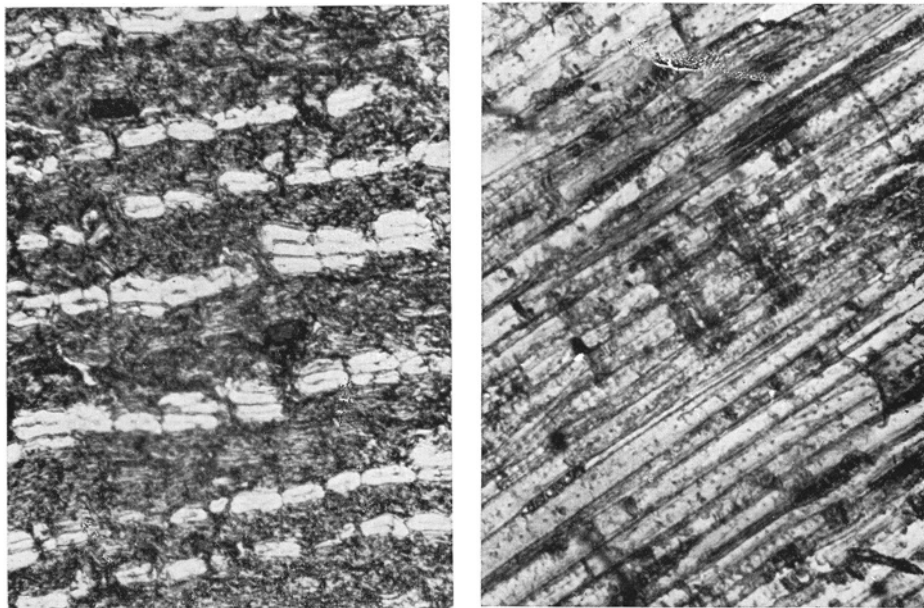
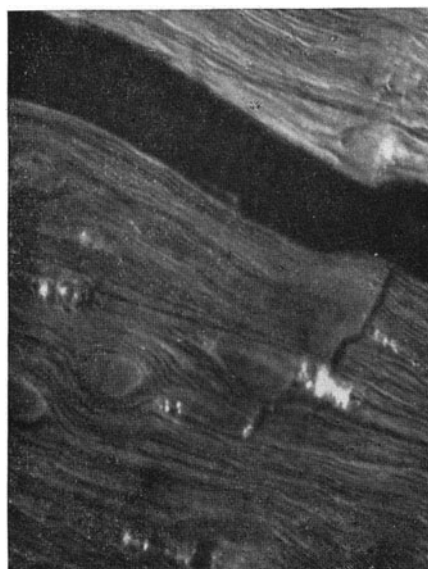
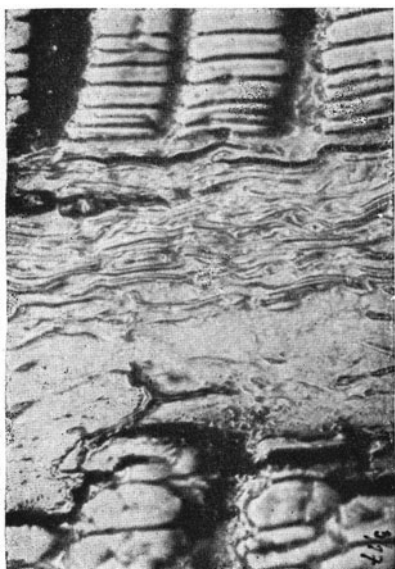


Abb. 152 a, b. Xylit, Hausruck, Oberösterreich. Querschnitt mit zusammengesunkenen Frühholzzellen und intakten, dickwandigen Spätholzzellen. Längsschnitt läßt in den langen Holztracheiden Hoftüpfel und quer dazu verlaufende Markstrahlen erkennen. Durchlicht.

kohlen- oder Duritstreifen bestehen aus *Sporendurit* (Exinit) und anderen figurierten Bestandteilen. Die Grundmasse ist opak. Wenn die Grundmasse durchscheinend ist, spricht man von *Clarit*. Die Fusitstreifen bestehen aus dem zelligen *Fusinit* und dem Semifusinit, der Übergang zum Vitrit zeigt. Die Bestandteile sind aber keineswegs immer in Streifen gesondert, sondern kommen auch gemischt vor.

*Telinit* ist immer aus Holz hervorgegangen. Sein Zellbau mit langen Holzzellen (Tracheiden), Markstrahlen, sowie den im Radialabschnitt bei Coniferen vorhandenen und bei verschiedenen Gattungen verschieden ausgebildeten Hoftüpfeln ist jedermann, der nur etwas von Pflanzenanatomie versteht, ohne weiteres erkennbar. Allerdings verlangt die anatomische Bestimmung der Gattung Schnitte von bestimmten Richtungen, die bei Kohlen (Xylit ausgenommen), schwer zu erzielen sind. Über diese Schwierigkeit kann die Vielzahl verschiedener Schnitte in mehreren Schlifften hinweghelfen. In den Holztracheiden sieht man oft auch braune Harztropfen, die manchmal noch braun durchscheinend sind, wenn der Schliff selbst, wie bei manchen Flammkohlen bereits undurchsichtig ist.

Abb. 153 *a, b*. Vitrit aus:

*a* Glanzbraunkohle von Handlowa, Slowakei, Auflicht. Querschnitt mit Jahresringen. Vergr. 240 mal.  
*b* Mattbraunkohle von Trifail (Trbovlje), Slowenien. Auflicht mit Öl. Längsschnitt mit Zellen komprimiert, darin zweierlei dicke Harzkörner, eines dunkel, das andere mit Innenreflexen. Vergr. 700 mal.

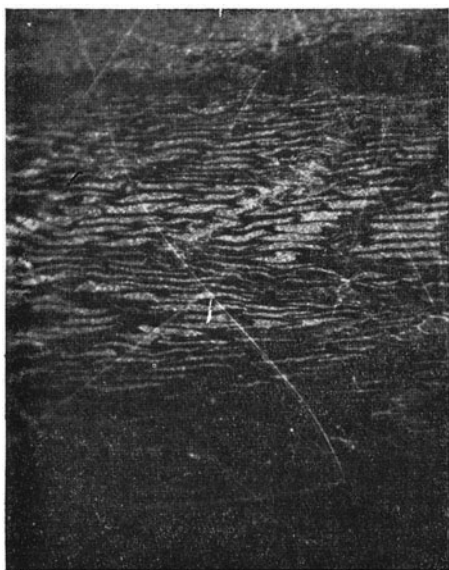


Abb. 154. Vitrit, Karbon-Flammkohle, Veronika Flöz, Oberschlesien, Auflicht, Dunkelfeldbeleuchtung. Holzstruktur im Querschnitt. Vergr. 180 mal.

Abb. 155. Durit, Karbon. Flammkohle, Oberschlesien. Auflicht zeigt zusammengesunkene Makrosporen und etwas Fusit an der Grenze zu dem quer geklüfteten Vitritstreifen am oberen Rande. Vergr. 180 mal.

Es ist begreiflich, daß die Anatomie des Holzes am Xylit am vollkommensten erhalten ist. Metaxylit nannten R. POTONIÉ und KIRCHHEIMER solche Xylite, die ihre Zellulose teilweise verloren haben und deren Spätholz mit eingewandelter Humussäure imprägniert ist. Sie erscheinen in Weichbraunkohlenflözen als dünne Glanzkohlenstreifen und es ist bezeichnend, daß sie gerade im untersten Teile dieser Flöze zu finden sind. Aber auch im Ausgehenden wenig tief liegender Weichbraunkohlen findet man schwarze Xylite mit muscheligen, glänzendem Querbruch. Das ist eine Oxydationserscheinung, die R. POTONIÉ Oxy lignit (-Xylit) nennt. Man braucht nur etwas tiefer mit dem Hammer in den verwitterten Stoß hineinzuhacken und kann sich überzeugen, daß an Stelle dieser pechkohlenartigen Hölzer brauner Xylit sich einstellt.

Namentlich bei Kohlen tertiären Alters sind die Jahresringe sehr deutlich, dabei sind die Zellen des Frühholzes mehr oder weniger zerstört oder mindestens verbogen und komprimiert, während die dickwandigen Zellen des Spätholzes tadellos erhaltene Querschnitte zeigen. Der Zellulosegehalt der Zellwände ist leicht an der lebhaften Doppelbrechung mit dem Polarisationsmikroskop zu erkennen. Dabei sieht man, daß die Zellulose im Spätholz länger erhalten bleibt, als im Frühholz und daß manchmal nur mehr vereinzelte Zellen noch Zellulose enthalten. Mitunter ist im Dünnschliff von Glanzbraunkohlen oder Flammkohlen der Zellenbau nicht mehr erkennbar, aber die geordnet, reihenförmig liegenden Harzpfropfen zeigen an, daß Vitrit vorliegt. Zuweilen ist auch der anatomische Bau der Rinde über dem Holz noch erkennbar.

Oft zeigen die langen Holzzellen Verbiegungen, Stauchungen und Faltungen. Nicht immer sind diese auf tektonische Durchknetung der Kohle zurückzuführen. Tracheiden der Wurzeln können gleiche Deformationen aufweisen. Schon im Torf können sich Deformationen im Bau des Holzes einstellen. Das zersetzte Frühholz und die gleichfalls leichter zerstörbaren Markstrahlen können als Gleitbahnen fungieren und Falten der Jahresringe bereits bei geringer Belastung ermöglichen. Die langen Zellen kollabieren wie evakuierte Kautschuckschläuche. Aufrechte Baumstümpfe werden in tiefliegenden Flözen durch die Last des Deckgebirges zusammengestaucht. Je reifer die Kohle ist, umso dünner werden die Vitritstreifen.

Gut erhaltbar und darum auch in stark inkohlten Hölzern noch leicht sichtbar, sind die dickwandigen Sklerotien, das sind Dauerzellen von Pilzen. Das Chitin, aus dem die Zellwand der Pilze besteht, ist schwer zerstörbar.

Der *Durite* ist außer durch den matten, unebenen, schiefrigen bis muscheligen Bruch durch Armut an Klüften gekennzeichnet. Er ist aus den leichter zerstörbaren Pflanzenteilen entstanden, weshalb die rein gefühlsmäßig gegebene Bezeichnung Moorkohle, für Durite der Weichbraunkohlen recht zutreffend ist. Die auch unter dem Mikroskop erkennbare Feinschichtung und das Fehlen von Wurzeln spricht für die Auffassung DUPARQUE's, daß er in ruhigem Wasser abgelagert worden ist. Es gibt Mattstreifen, die viel rot durchsichtige Fasern und Streifen enthalten (translucent attritus) und selbst bei Flammkohlen noch deutlich als Holzfasern erkennbar sind. Reste von Laubhölzern, die als Xylit im Flöz nicht auffindbar waren, wurden von E. HOFMANN in der Moorkohle von Oberösterreich nachgewiesen. Die mikrostreifige vitrithaltige Kohle ist das, was man auch als *Clarite* bezeichnet. In solchen Streifen, sowie in den rotbraunen, durchsichtigen Braunkohlenduriten sind noch gut erkennbar scharf und verschieden umgrenzte opake Splitter, die meist wohl Fusit-Bruchstücke sind. Je nach dem Vorherrschen kann man Sporen- und Kutikula-Durite unterscheiden. Die Sporen-Durite dominieren im mittleren Karbon (Flammkohlen des Westfal). Im Stefan und Perm treten häufiger auch Kutikula-Durite auf. Pollen tritt in



jüngeren Kohlen an Stelle der Vormacht der Sporen, immer sind daneben auch Kutikula-Reste zahlreich vorhanden. Die Grundmasse, in der jene Pflanzenbestandteile eingebettet sind, ist eine im Dünnschliff dunkelrotbraun durchsichtige, humose Grundmasse, bei Gaskohlen und reiferen Kohlen aber eine Opaksubstanz, deren Menge verschieden sein kann. Scharf heben sich in ihr immer die gelb oder rötlichgelb durchsichtigen Sporen und Pollen-Querschnitte ab. Die zusammengesunkenen, dickwandigen Megasporen-Querschnitte sind ein Kennzeichen, durch das man karbonische Kohlen sofort von jüngeren Kohlen unterscheiden kann.

Wie in der Gegenwart eine Pollenanalyse auf Grund der Pollenkunde über das Alter des Torfs in verschiedenen Tiefen Auskunft gibt, so kann auch aus dem Sporen- und Polleninhalte auf Alter und Bildungsverhältnisse der Kohlen geschlossen werden. ZERNDT hat die Megasporen des Karbon zum Gegenstand spezieller Untersuchungen gemacht. R. POTONÉ hat die Bearbeitung der Pollen des Tertiärs auf breiter Basis eingeführt. Heute gehören Sporen- und Pollenuntersuchungen zu den unentbehrlichen Helfern der Flözstratigraphie und praktischen Flözvergleichung. REIN hat selbst innerhalb des mächtigen Flözes der Niederrheinischen Braunkohle Verwerfungen an der Versetzung der Pollenhorizonte erkannt.

In allen Duriten treten mehr oder weniger häufig Einschlüsse von Harz auf, u. zw. entweder in Gestalt der kleinen Pfropfen, wie sie in den Holztracheiden stecken oder als kleinere oder auch größere unregelmäßig rundliche aber auch eckige Klümpchen. Meist ist neben gelb-durchsichtigem auch noch ein braun-durchsichtiges Harz vorhanden.

Die *Cannelkohle* ist Durit in reiner Form.

Habituell der Cannelkohle ähnlich, aber durch Backfähigkeit unterschieden, ist die *Pseudocannelkohle*, die MAUERBRECHER als Canneloid bezeichnet. Sie ist nicht wie die Cannelkohlen ganz erfüllt von Mikrosporen, sondern hat auch noch in feinsten Verteilung Vitrit eingesprenkt.

*Fusit* findet sich in dünnen Lagen auf Schichtflächen aber auch in kleinen Splittern im Durit. Seit jeher als „fossile

Holzkohle“ bekannt, zeigt er deren Struktur schon dem bloßen Auge. Schliffe von Fusit sind wegen seiner Brüchigkeit und Zerreiblichkeit schwer herzustellen, sind auch überflüssig, denn die flachen Bruchflächen lassen sich besser im auffallenden Licht mikroskopisch untersuchen. Man kann in die offenen und leeren



Abb. 156. Schema der zusammengesunkenen, in tetraedischer Anordnung gewachsenen Makrosporen, die ein Kennzeichen karbonischer Kohlen sind.



Abb. 157. Fusit.

Zellen hineinsehen und erkennt auf ihren Wänden und in wundervoller Deutlichkeit die Hoftüpfel der Coniferen. Schon GÖPPER hat hervorgehoben, daß nicht nur Holz, sondern auch als große Seltenheit Thalli von Farnen im Erhaltungszustande des Fusites angetroffen werden.

Halbfusit ist ein Übergang von Vitrit in Fusit und ist gar nicht selten an der Grenze von Vitritlinsen zum Durit zu finden, wobei der Zellenbau des Vitrits allmählich in jene offenen Zellen des Fusits übergeht. Hartfusit ist ein mineralisierter Fusit. Es ist beispielsweise im östlichen Oberschlesien recht häufig, daß der Fusit mit Dolomit imprägniert ist, auch Verkieselung, öfter Pyritisierung des Fusites kommt vor.

Viel ist über die Entstehung des Fusits geschrieben worden. Die alte Waldbrandtheorie ist nicht abzuweisen, wie R. POTONIE überzeugend darlegt. Auch außen angekohlte Hölzer mit Übergängen in Halbfusit werden dadurch leicht verständlich. Immerhin ist es einleuchtend, daß noch andere Wege zu derartiger Zersetzung des Holzes führen können, wie MC. KENZIE TAYLOR auf Beobachtungen im Nildelta fußend, bekanntgab. Hier enthält der Torf, der unter Basenaustausch alkalisch blieb, infolge anaerober bakterieller Zersetzung Fusit. Versuche mit Birkenblättern lehrten ihn, daß unter Na-Ton verlaufende bakterielle Gärung C- und H-reichere Zersetzungsprodukte lieferte als unter Ca-Ton und daß erstere zugleich Ähnlichkeit mit Fusit aufweisen. Oft wurden mit Fusit noch Harzeinschlüsse beobachtet, was mit einer Verkohlung durch Waldbrände kaum vereinbar ist. Beachtlich ist auch, daß der C-Gehalt der Fusite mit der Reife der ihn einschließenden Kohle steigt und fällt (W. PETRASCHECK) und daß die Verbreitung des Fusits in mächtigen Schichtkomplexen ungleich ist. Immer und überall sind die Flammkohlenflöze reicher an Fusit als eventuell darunter liegende Fett- oder Magerkohenschichten. Den Glanzbraunkohlenflözen fehlt Fusit in der Regel. Es scheinen Beziehungen zum Nebengestein vorhanden zu sein, die aber eher für saure als für alkalische Torfreaktion sprechen, da Fusitgehalt und kaolinisches Begleitgestein bisweilen zusammen vorkommen. Hier handelt es sich also nicht um Waldbrandfusit, sondern um Zersetzungsfusit.

In Sachsen werden Kohlenflöze, die ganz ungewöhnlich reich an Fusit sind, Rußkohlenflöze genannt. Im Karbon von Zwickau und Oelsnitz beträgt nach Untersuchungen von REIBISCH in einer abgesunkenen Grabenscholle die Rußkohlenmächtigkeit nur einige 20%, auf der gehobenen Scholle dagegen 40 und auch 60% der Gesamtmächtigkeit des Flözes. Das erklärt REIBISCH damit, daß der höhere Grundwasserstand im Graben die Fusitbildung früher unterbrach.

### Bedeutung der Gefügebestandteile für die Qualität der Kohle

Der Durit ist der Aschenträger und duritreiche Kohlen immer aschenreicher als vitritreiche Kohlen. Erfahrungsgemäß sind Fett- und Magerkohlen vitritreicher als Gas- und Flammkohlen. Wie weit dabei ein mit dem Altersunterschied zusammenhängender Florenwechsel eine Rolle spielt, ist noch nicht untersucht. Feststehend ist, daß die Flora der Kohlenflöze nicht identisch mit der Flora ist, die man im Dachgestein der Kohle eingeschwemmt findet (W. PETRASCHECK).

Vitrit zeigt bessere Backfähigkeit als Durit, der gasreicher ist. Hinsichtlich der Backfähigkeit dieser beiden Hauptkomponenten der Kohle ist eine Art Phasenverschiebung erkennbar. Schon in Glanzbraunkohlen oder Flammkohlen kann man Vitritstreifen finden, die Backfähigkeit besitzen. Diese hat in den Gaskohlen ihr Optimum und nimmt zu den reiferen Kohlen ab. Der Durit, wie am besten bei der Cannelkohle erkennbar ist, backt erst in den Fettkohlen gut und ist auch in Esskohlen noch backend (z. B. Pseudocannelkohle). Durit ver-

mindert die Festigkeit des Koks. Gute Kokskohle Oberschlesiens hat keinen Mikrosporen-Durit.

Der Fusit ist nie backend, er kommt unverändert in den Koks. Es war der älteste Aufbereitungsversuch, den Fusit aus der Kokskohle auszuhalten und es genügte vor Jahrzehnten schon, daß man in Karwin ein fusitreiches Flöz nicht mehr in die Kokerei lieferte, um eine fühlbare Verbesserung der Koksqualität zu erzielen. Zudem ist auch der Fusit sehr häufig Aschenträger. Der Bergmann glaubt oft, daß der Fusit wegen leichter Zündbarkeit Grubenbrände verursache. Die große Oberfläche kann eine Rolle spielen. (Ein ober Schlesischer Fusit begann schon im Trockenschrank bei 105° zu glimmen.)

Der Fusit reichert sich naturgemäß im Staub an, weshalb es unzweckmäßig ist, den Staub der Kokskohle zuzusetzen. Fusit ist nicht hydrierbar. Die Hydrierbarkeit der anderen Kohlenbestandteile ist verschieden. Sehr kleiner Aschengehalt ist dazu ein Erfordernis.

*Die praktische Bedeutung der Kohlenpetrographie für die Kokerei liegt darin, daß Kohlen mit zuviel und mit zu wenig flüchtigen Bestandteilen sinngemäß gemischt werden können.*

Die *Braunkohlenpetrographie* ist für Fragen der Brikettierbarkeit und der in Ostdeutschland geübten Braunkohlenbrikettverkokung von Bedeutung. Xylit und Vitrit sind besonders plastisch und brikettierungsfreundlich. Demgegenüber ist er für die Verkokung der Briketts ungünstig, weil er schrumpft und so den Koksverband lockert. Bitumenreiche Kohlen geben besonders feste Briketts. Die Brikettierbarkeit einer Weichbraunkohle nimmt mit der natürlichen Vorbelastung, d. h. mit dem Überlastungsdruck in der Erde ab (H. JACOB).

Mit der Reife der Kohle verringern sich die Unterschiede in den Eigenschaften der Bestandteile.

*Petrographische Untersuchung ganzer Kohlenflöze.* Wegen der Bedeutung, welche die petrographische Zusammensetzung der geförderten Kohle hat, ist man dazu übergegangen, ganze Flöze eingehend zu mikroskopieren und die Gefügebestandteile unter dem Mikroskop für das ganze Flöz auszumessen. Zu diesem Zwecke wird quer zur Schichtung aus dem ganzen Flöz eine etwa 10 cm dicke Säule der Kohle herausgeschnitten oder gehackt, derart, daß die einzelnen Stücke lückenlos aneinander schließen. Das ganze wird im Anschliff, zum Teil auch im Dünnschliff untersucht und die petrographische Zusammensetzung jedes 5 cm- oder auch 1 cm-Abschnittes und dann auch summarisch für die Bänke des Flözes prozentuell mit den zugehörigen ganzen oder teilweisen Analysen angegeben. G. H. CADY und seine Mitarbeiter haben solche systematische Untersuchungen aus Illionis und das Departement of Scientific and Industrial Fuel Research Board hat gleiche Untersuchungen an britischen Kohlenflözen durchgeführt und veröffentlicht. Auch im Saarrevier und im Ruhrgebiet wurden derartige Arbeiten, namentlich von KÜHLWEIN, gemacht, ohne aber in ähnlichem Umfange bekanntgegeben zu werden. Die vollendetsten Darstellungen kamen aus Holland, namentlich von KOOPMANS und von HACQEBART, die alle unterscheidbaren Streifen mikroskopisch analysierten, die Ergebnisse prozentuell für je 5 cm dicke Lagen der Kohle profilmäßig darstellten und in Flözkarten zeigen. Man erkennt dann, daß bei der Mehrzahl der untersuchten Flöze die holzreicheren Kohlen (glänzende Bestandteile) weit kleineren Raum einnehmen.

Eine Schnellmethode, die für das ganze Flöz oder Flözteile zum Ziele führt, ist die Untersuchung von Schlitzproben im Körnerschliffpräparat (nach KÜHLWEIN).

### III. Die Kohlenlager

#### Typen und Dimensionen der Kohlenlager

Immer tritt die Kohle in Gestalt von *Flözen* auf. Dünne Flöze, die unter der Bauwürdigkeitsgrenze liegen, nennt man *Schmitze*. Wenn gelegentlich von gangförmigem Auftreten berichtet wurde, so handelt es sich um zerriebene Flözteile, welche in Verwerfungsspaltene eingepreßt wurden. L. FEUGER hat solche aus der Nappe de Morcles in den

Westalpen beschrieben. Nesterförmiges Auftreten von Kohle ist bekannt und meist wohl auf eingelagertes Holz zurückzuführen, z. B. im Wilcox Sand und Louisiana (HARRIS).

Zwei Flöztypen sind zu unterscheiden, was bei Beschürfung und Mengenermittlung sehr wesentlich ist.

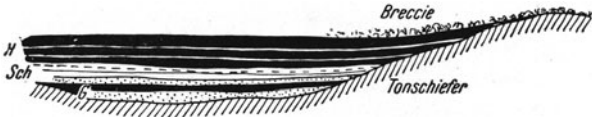


Abb. 158. Schematischer Durchschnitt eines Grundflözes d. i. dem Hauptflöz und Liegendflöz des Steinkohlenreviers Kladno (Böhmen).

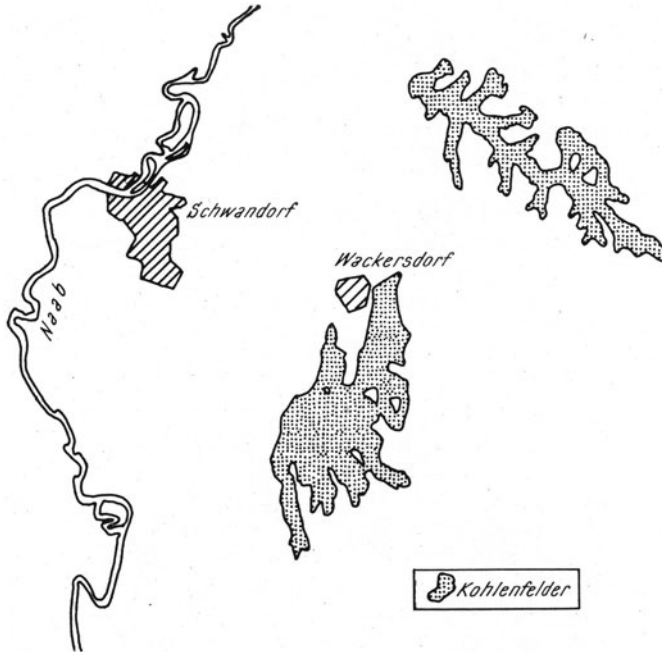


Abb. 159. Das Kohlenflöz von Wackersdorf als Talausfüllung.  
(Nach Unterlagen der Bayrischen Braunkohlen-Industrie.)

*Eingelagerte Flöze* liegen konkordant zwischen Schichten gleichen Alters eingeschaltet und sind in gleichartiger Ausbildung regelmäßig, oft über sehr weite Gebiete entwickelt.

*Grundflöze* bilden die Basis einer transgressiven, oft diskordant auflagernden Schichtenfolge. Die Mächtigkeit ist auf kurze Entfernung sehr veränderlich und kann bei höheren Aufragungen des Untergrundes nicht nur auf Null gehen, es kann auch das Dach der Kohlen noch unterbrochen sein. Da an der Erdoberfläche oft nicht erkennbar ist, ob die Basis der Kohlenformation eine Wanne oder

einen Bergrücken bildet, hängen Kohlenfunde in Grundflözen oft vom Zufall ab. Im Kladnoer Kohlenrevier (Böhmen) gibt es fast 50% Fehlbohrungen. Das Josefflöz im Egerlande, das Braunkohlenflöz Mitteldeutschlands (Geiseltal) sind andere Beispiele aus flach liegenden, die obersteirische Braunkohle (Leoben, Parschlug) solche aus gefalteten Schichten. In Südböhmen und in Wackersdorf (Oberpfalz, Abb. 159) liegt die Kohle in sich verästelnden prämiozänen Tälern. Für Vorratsberechnungen ist zu versuchen, Linien gleicher Flözdicke herauszuzukonstruieren.

Die Dicke der Flöze steigt bei Braunkohlen örtlich über 100 m, z. B. Rheinland, das mitteldeutsche Braunkohlenflöz im Geiseltal, die pliozänen Braunkohlen von Wöllan in Südsteiermark. Das tertiäre Erdbraunkohlenflöz von Morwell (Victoria) in Australien ist mit 170 m Kohle das dickste Flöz der Erde. Das Flammkohlenflöz von Fushun in der Mandschurei ist bis 60 m dick. Große Steinkohlenmächtigkeiten kennt man im Karbon des französischen Zentralplateaus (Commentry, Montchanin) 50 m, Pochhammerflöz in Oberschlesien bis 28 m, Mammutflöz in Pennsylvanien 30 m, im Kusnezki-Flöz bis 16 m.

Das Pittsburgflöz im appalachischen Becken, das mit Sicherheit überall als Leitflöz zu erkennen ist, bedeckt ein Areal von 18.000 km<sup>2</sup>. In ihm befindet sich eine zum Teile unbauwürdige Region von 6 km Breite. Rechnet man die Antiklinalen, auf denen das Flöz denudiert ist, dazu, so ergibt sich eine Breite von 200 km. Auch das Herrinflöz (Illinois) ist nach M. WELLER auf 20.000 km<sup>2</sup> als bauwürdig bekannt. Das ebenfalls leicht erkennbare Katharinaflöz in Westfalen ist auf eine Länge von 210 km und quer dazu in einer Breite von 50 km erwiesen. Das Pochhammerflöz bildet einen bis 21 km breiten Saum um das oberschlesische Bassin. Ob es im Zentrum vorhanden ist, blieb der Tiefe wegen bis jetzt unbekannt. Diesfalls würde es ein Areal von 80 km Durchmesser bedecken. In der Braunkohle von Nordwest-Sachsen bedeckt das Hauptflöz mehr als 900 km<sup>2</sup>. Andererseits fand man im Köflacher Revier (Steiermark) am Rande der Rosentaler Mulde ein 1 m dickes Hangendflöz, das in 6 bis 10 m Breite gänzlich auskeilte.

Man pflegt die Kohlenflöze als eine Randfacies von Süßwasserbecken oder als Ablagerung an der Küste des Meeres zu erklären. Die genannten Extreme zeigen an, daß diese Erklärung keine Grundlage zur Beurteilung der Breite, also zur Begründung von Schurfproblemen bietet.

### Flözmittel und Flözvertaubung

Konkordante Einlagerungen von anderem Gestein nennt der Bergmann *Mittel*. Meist ist es Schiefer-ton oder Ton, seltener Sandstein oder Kalk oder auch vulkanischer Tuff, im Ruhrgebiet und Schottland auch Kohleneisenstein und oolithi-



Abb. 160. Das Josefflöz bei Karlsbad, Karte eines Grundflözes. Schraffiert: Kristallin, grau: Kohle, weiß: das die Kohle über und unterlagernde Oligozän.

scher Spateisenstein. Es gibt Mittel, die auf weite Entfernung gleichmäßig anhalten oder sich durch ihre Eigenart abheben, „Leitmittel“. Die Mittel können aber auch nach Zahl und Stärke von Ort zu Ort höchst ungleichmäßig auftreten, z. B. Schatzlar (Sudeten). Es gibt Flöze (Leoben, Trifail = Trbole), in denen der vertikale Abstand zweier benachbarter Leitmittel proportional mit der

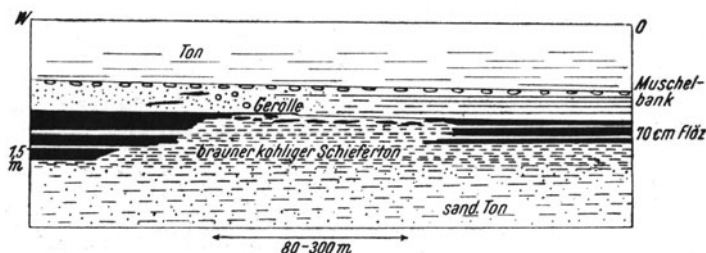


Abb. 161 a. Vertaubung eines Kohlenflözes bei Wies nach HIESSLEITNER

Dicke des ganzen Flözes steigt und fällt. Vulkanische Tuffe bilden weit anhaltende und petrographisch überaus kennzeichnende Mittel. Im Karbon führen sie oft den eigenartigen Leverrierit, der aus Feldspat, aber auch aus Glas und aus Biotit entstanden sein kann. Vertonte Tuffmittel liefern mitunter wertvolle feuerfeste

Tone, vor allem in Mittel- und Westböhmen, aber auch Ostoberschlesien und Flammkohlenflöze im Ruhrgebiet (S. 144). Staubfeine Sande als Mittel in Miozänbraunkohlen Österreichs erwiesen sich als vulkanisches Glas.

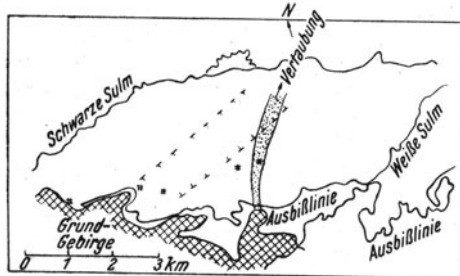


Abb. 161 b. Vertaubung eines Kohlenflözes bei Wies nach HIESSLEITNER.

Sie kann auch endgültig sein. In der Eschweiler Mulde gibt es nach HAHNE eine Zone optimaler Flözentwicklung, von der gegen den Rand, wie gegen das Beckeninnere die Zahl der Mittel zunimmt.

Die Bildung der Flöze und der tauben Mittel hängt von der Senkungsgeschwindigkeit des Torfmoorbodens ab. Die mächtigen Flöze bilden sich, wenn Absenkung und Pflanzenwachstum Schritt halten. Wird die Absenkung zu rasch, so ertrinkt das Moor, es bildet sich ein offener Wasserspiegel und Ton kommt zur Ablagerung. Das kann vorwiegend gegen das Innere der Becken hin eintreten, wo sich damit neue Flözmittel einschieben und die Flöze vertauben. Läßt umgekehrt die Absenkung nach, so verwest die Pflanzensubstanz, da sie nicht mehr durch Wasser vom Luftzutritt geschützt ist. Das gibt die Vertaubung am Beckenrand. Grobklastische Schuttkegel können sandige und konglomeratische Flözmittel in den Randgebieten liefern. Es ist nicht immer unterscheidbar, ob eine Vertaubung dem Beckenrand oder dem Beckeninneren entspricht.

### Einschlüsse der Kohlenlager

Schicht- und schwarmweise können in einem Flöz Knollen von *Torfdolomit* (coal balls) eingelagert sein, das sind Konkretionen, die sich noch zur Zeit eines frühen Torfstadiums im Flöz gebildet haben, infolgedessen sind in ihnen pflanzliche Strukturen vortrefflich erhalten und die organische Substanz zeigt chemisch noch Braunkohlenmerkmale, trotz der Steinkohle, in der die Knollen liegen (FRAIPONT und LECLERQ). Beweis für Entstehung am Ort ist KUKUK's Beobachtung, daß ein Pflanzenrest sich durch drei benachbarte Knollen erstrecken kann. Immer sind es Flöze mit marinem Hangenden, in denen Torfdolomit auftritt. GOTHAN erwähnt Torfdolomit in Mecklenburgischer Braunkohle.

Man fand auch analoge *Kieselkonkretionen*, z. B. aus der pliozänen Kohle des Hausruck (Oberösterreich) und der Braunkohle des Rheinlandes. Diese Konkretionen sind flacher als die coal balls und unregelmäßig in der Form. Auch einzelne Osmundaceen Rhizome erwiesen sich im Hausruck derart verkieselt. Ihren anatomischen Bau beschrieb ELISE HOFMANN.

*Versteinerte Kohle.* Gelegentlich wurden aus Kohlenflözen dünne Mittel beschrieben, die sich bei mikroskopischer Untersuchung als Kohle erwiesen, welche auf zahllosen feinsten Klüften oder was mehr bei Weichbraunkohlen der Fall ist, in den Poren ganz von Kieselsäure, Dolomit, Kalk oder auch Pyrit infiltriert ist. Eine kieselige Leitschicht des Ruhrgebietes ist solche petrifizierte Kohle, ebenso die sogenannte Schlacke eines mitteldeutschen Erdbraunkohlenflözes. Einlagerungen, die oft nur dünne kurze Linsen bilden, mitunter aber auch weithin anhalten, gehören dazu.

*Kohleneisenstein* und *Toneisenstein* treten bankweise über der Kohle auf. Der erstere ist ein kohlehaltiger Siderit, für dessen Entstehung das von KRUSCH beschriebene Weißeisererz Anhalte liefert. Im Ruhrgebiet und länger schon in England wird der auch selbständige Flöze bildende Kohleneisenstein (black-band) als Eisenerz abgebaut. Toneisenstein ist, große oder kleine Konkretionen bildend, im Schiefer des Hangenden von Flözen und im Nebengestein überhaupt ungemein verbreitet, u. zw. in Kohlengebieten verschiedenen Alters. Er tritt aber gelegentlich auch in Form von dünnen Lagern unmittelbar auf der Kohle auf.

*Harz*, bernsteinartig, aber auch braun und undurchsichtig, ist ein Bestandteil vieler Kohlenflöze, meist in hirse- bis erbsengroßen Körnern, doch auch gelegentlich kopfgroße Klumpen bildend, letzteres in Ajka (Ungarn) angeblich Kreidekohle. Im Flöz von Fushun ist eine 1 bis 2 Fuß dicke Bank zu 35% erfüllt von erbsengroßen Harzkörnern (amberrock). Als Lage von 1 bis 2,5 cm Dicke tritt Harz auf der New Castle Mine in Washington auf. Die Harzeinschlüsse sind Tropfen oder Anhäufungen solcher Harze, wie sie Bäume, insbesondere Coniferen als Wundschutz abscheiden.

Unter dem Namen Harz gehen aber auch *Exsudate* der werdenden Kohle, die in Schwundrisse und Schichtfugen eindringen. Es gibt Kohlen, die öl- oder teerartige Substanz in flüssigem Zustande ausschwitzen, das zum „Harz“ eintrocknet. Hierzu gehört der Duxit von Dux (Böhmen), ebenso die großen Paraffinkristalle auf Klüften in der Kohle von Köflach (DOLCH) und von Eisenkappel in Kärnten. Auch die Glanzkohle von Pernik und Simitli zeigen solche Exsudate.

In kretazisch bis tertiären Kohlen sind diese Harzeinschlüsse und Exsudate häufiger als in karbonischen Kohlen. Sie werden gewöhnlich nach den Fundorten benannt. Die Zuverlässigkeit der Analysen für die Namengebung ist nicht immer gewährleistet, da Oxydation und Alterung von Einfluß sind.

*Pyrit* tritt als Ausfüllung von Klüften und Schichtfugen, sowie als mikroskopisch kleine Einschlüsse in der Kohle auf. Die beiden ersten Formen sind ein-

gewandert, das Eisen, eventuell auch der Schwefel entstammen dem Deckgebirge. Die Kohle reduzierte das Eisensulfat, daher auch die Häufigkeit der gangähnlichen Formen des Pyrits in der Nähe von Sprüngen.

*Gerölle* liegen hie und da in der Kohle. Sehr oft sind sie beträchtlich größer als jene benachbarter Konglomerate. Eine dünne Kohlenhaut überzieht sie. Die Schichtung der Kohle schmiegt sich ihnen an. Manchmal bemerkt man in dem Zwickel, den die Kohlenstreifen am Geröll bilden, etwas Sand der Kohle eingestreut. Häufiger sind die Gerölle von Gestein, das von außen her dem Kohlenbassin zugeführt wurde, doch fehlt es z. B. in Oberschlesischen Kohlenflözen nicht ganz an Geröllen der flözführenden Formation selbst. In der Regel wird angenommen, daß die Gerölle im Wurzelgeflecht von Bäumen verschleppt sind, nachdem sie vorher durch Wildbäche in das Kohlenbassin eingeschwemmt wurden (BARROIS). Meist sind es nur bestimmte Flöze, die Gerölle führen.

*Baumstämme* senkrecht oder liegend, gehören zur Kohle (vgl. unten). Wenn verkieselte Stämme in einem Flöz stehen, so reichen sie ins Hangende und sind von diesem her verkieselt.

### Das Nebengestein der Flöze

Hangend-(Dach-) und Liegend-(Sohl-)Gestein haben charakteristische Merkmale, die zu erfassen wichtig ist, um überkippte Lagerung zu erkennen. Unrichtige Beurteilung großer Gruben, war wiederholt die Folge des Verkennens dieser Lagerung.

Das *Hangendgestein* ist häufiger Schiefer als Sandstein und namentlich im ersten Falle gut geschichtet, längs der Schichtung leicht spaltbar, oft ein bituminöser Schiefer oder Kohlschiefer. Wohl erhaltene Pflanzenabdrücke sind häufig. Sehr oft löst sich die Kohle leicht von der glatten Fläche des Hangenden ab. Manchmal klebt die oberste Kohlenlage dem Dachgestein fest an, „angebacken“ oder „angebrannt“. Die glatte Ablösung ist eine Folge davon, daß die Grenze Kohle-Hangendgestein eine schichtenparallele Bewegungsfläche darstellt. Nur ausnahmsweise gelingt es, dies nachzuweisen, wie durch Versetzen eines Eruptivganges im schottischen Karbon (R. W. DRON).

*Kohlschiefer und Brandschiefer.* Meist ist ein kohlehältiger Schiefer oder ebensolcher Sandschiefer das Dachgestein. Es wird als Kohlschiefer oder auch als Brandschiefer bezeichnet. Beide Gesteinsarten werden oft als identisch behandelt und können auch selbständige Bänke im flözführenden Gebirge bilden. Es ist nicht zweckmäßig, Kohlschiefer und Brandschiefer als synonym zu behandeln, denn der Brandschiefer sensu stricto ist ein Sapropelit, ist in stagnierendem Wasser abgelagert, enthält Bitumen und eine Fauna, die im Wasser lebt. Der Kohlschiefer ist ein kohlehältiger Schiefertone, mit eventuell auch mikroskopisch dünnen Kohleneinlagerungen. Er tritt in gleicher Weise auch als Mittel in Flözen auf. Sein Gehalt an brennbaren flüchtigen Bestandteilen ist kleiner als beim Brandschiefer. Nach Untersuchungen SCHULZES sind Kohlschiefer Abkömmlinge der im gleichen Flöz auftretenden Kohle, wie an den Megasporen und auch an der Häufigkeit des Fusits erkennbar ist. SCHULZE unterscheidet mikrostreifige und faserige Kohlschiefer, welche letztere fusitreich sind. Die Menge der flüchtigen Bestandteile im Leobener Brandschiefer (Brennschiefer) beträgt bei 23–26% Asche zwischen 30 und 40%, bei westfälischen Kohlschiefern (SCHULZE) mit gleichem Aschengehalt liegt sie bei ca. 20%.

Das *Liegendgestein* hat nicht die ebenflächige, schichtenparallele Spaltbarkeit, weil es von Wurzelfasern quer und schräg durchsetzt ist. Am auffälligsten sind diese *Wurzelböden* im Karbon wegen der dicken Stigmarien-Appendices. Bei



mesozoischen und känozoischen Kohlen muß man oft sehr aufmerksam suchen, um das feine Wurzelgeflecht zu erkennen. Manchmal sieht man dicke Wurzeläste schräg zur Schichtung und manchmal auch feine, schwarze Striche senkrechter Wurzelfasern. Sie können bis 2 m tief unter die Kohle hinunter reichen. Kreide-



Abb. 162. Wurzelboden aus dem Karbon des Ruhrgebietes. Schräg durch die horizontal hell und dunkel gestreiften Schichten ziehen die dicken, schwarzen Stigmarien-Appendices. Phot. Prof. KUKUK, Bochum.

kohle in Böhmen, die Weichbraunkohle bei Gaya in Mähren, das dünne Flöz des Wirtatobels in Vorarlberg zeigen letzteres sehr deutlich. Im Ruhrgebiet wie in Belgien wurde die Beobachtung gemacht, daß Calamarien und Sphenophyllen die Moorbildung einleiten und den Platz für die Stigmarien vorbereiten. Auch seltene Funde von macerierten Konchylien wurden durch RENIER aus Wurzelböden bekanntgemacht. Im Kohlenbecken von Moskau liegen Sigillarien Wurzelböden auf dem Visé-Kalk.

Gebleichtes oder kaolinisiertes Gestein kennzeichnen das Liegende, feuerfesten Ton muß man unter Kohlenflözen suchen.

Selten ist Kalk das Nebengestein der Kohle und nur ganz selten ist eine aus reinen Kalken bestehende Schichtfolge flözführend. Das ist der Fall bei der palaeogenen Arsa-Kohle in Istrien, die in mehrfacher Hinsicht ein eigenartiges Kohlenvorkommen darstellt. Ähnlich ist vielleicht das Flöz von La Counette bei Narbonne in Südfrankreich im oligozänen Süßwasserkalk. Ein schwaches Kohlenflöz sieht man im Liaskalk des Saganertales (Trentino) und mit Wurzelboden bei Trebinje (Herzegowina). Ein mächtigeres Braunkohlenflöz liegt nach RICHARDSON im eozänen Süßwasserkalk des Sanpete County (Utah).

*Mächtige rote Schichtenkomplexe*, wie es das Rotliegende, der deutsche Buntsandstein, die red beds von Trias und Jura im westlichen Colorado, Utah etc., das kontinentale Pliozän in den Cordilleren Südamerikas etc. sind flözleer. Diese Rotsandsteinfacies ist eine Halbwüstenablagerung und deshalb nicht zur Bildung von Torfmooren geeignet. Wenn in solchen Gesteinsformationen Kohlenflöze auftreten, so liegen sie eingelagert in Schichten von grauer Farbe, wie die Mittelsudeten zeigen und auch hier tritt eine Vertaubung dort ein, wo diese graue Einschaltung in die rote Facies übergeht. Die gleiche Erscheinung ist von Wettin bei Halle a. S. bekannt. Abwesenheit von Humus ist Vorbedingung für die rote Farbe. Seine Gegenwart ermöglicht die Abfuhr des Eisens (Bleichsand) und führt zu grauer und bleicher Farbe des Gesteins. Rote Tone in geringer Mächtigkeit

sind dicht unter transgredierenden Kohlenflözen bekannt und stellen lateritische Verwitterungskrusten dar. In Oberschlesien ist örtlich unregelmäßige Rotfärbung des flözführenden Karbons auf Einwirkung von Salzwasser des Deckgebirges zurückzuführen.

*Je hochwertiger die Kohle umso fester ist das Nebengestein.* Weichbraunkohlen und Mattbraunkohlen liegen in plastischen Tonen und lockeren Sanden. Die Glanzbraunkohle und Flammkohle steckt in Schiefertönen. Diese und die zuge-

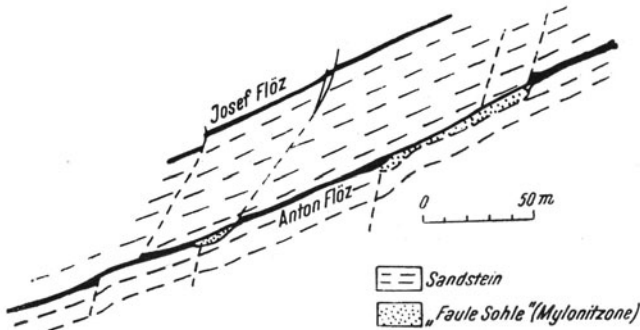


Abb. 163. Flözverdickung infolge von Stauchung an Sprüngen. Rubengrube Niederschlesien. (Nach BUBNOFF.)

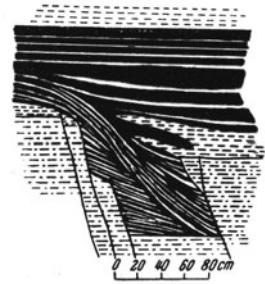


Abb. 164. Unharmonische Lagerung der alpinen Steinkohle bei Lunz, Niederösterreich. (Nach W. PETRASCHECK.)

hörigen Sandsteine verwittern schnell auf der Halde. Erst in den Magerkohlen stellen sich Bausandsteine und Tonschiefer ein und gibt das Gestein beim Sturz auf die Halde den hellen Klang des harten Schlags. Der Tonschiefer des Anthrazits bleibt viele Jahre lang frisch und unverwittert und Quarzite bilden das Nebengestein der cretacischen Anthrazite in Nordperu. Die mit der Reifung der Kohle parallel gehende Metamorphose der Gesteine ist auch die Ursache, daß das fettkohlenführende Oligozäu in Slovenien vom benachbarten Carbon habituell schwer zu unterscheiden ist. Gleiches betont GUNNAR HORN aus Spitzbergen. Nicht in Betracht kommen für diese Regel diagenetisch verfestigte Gesteine, wie Süßwasserkalke, -quarzite, kieselige Sandsteine oder Kalksandsteine.

### Tektonische Veränderungen der Kohlenlager

Wie alle Sedimente können auch Kohlen tektonische Verlagerungen, wie Falten und Brüche aufweisen. Die ostalpinen Kohlenmulden zeigen meist einseitigen Bau. Infolge des von Süden kommenden Druckes bildet sich am Südschenkel meist eine Scherfläche aus, mit stärkerer Zerstückelung und Verquetzung der Flöze.

*Die Kohle selbst verhält sich bei der tektonischen Verformung gegenüber dem Nebengestein relativ plastisch.* Das führt zu Ausquetschungen der Flöze („Verdrücke“), zu Kohlenanschoppungen (Flözverdickungen) und zu gangförmigen Flözabzweigungen in Spalten. Wie beim Salz sieht man in den Umbiegungen enger Falten die Flöze verdickt. Kohlenanstauungen vor Verwerfungen hat W. E. PETRASCHECK aus Niederschlesien beschrieben. Abschiebungen, die die Flözserie durchsetzen, legen sich flach in der Kohle und folgen eine Strecke weit den Flözen, um sie dann wieder zu verlassen. Perlschnurartige Verdickungen und Verdrücke haben W. PETRASCHECK aus den alpinen Steinkohlen, N. WASSILEFF aus bulgarischen Steinkohlen geschildert. Im Gebiet von Lunz ist nur  $\frac{1}{3}$  der aufgefahrenden Flözfläche bauwürdig. Unharmonische Faltung ist bei flözreichen Serien häufig (Abb. 164).

Diese tektonischen Mächtigkeitsschwankungen sind auf eine Teilbeweglichkeit (Plastizität) der Kohle zurückzuführen. Bei feuchten Weichbraunkohlen ist

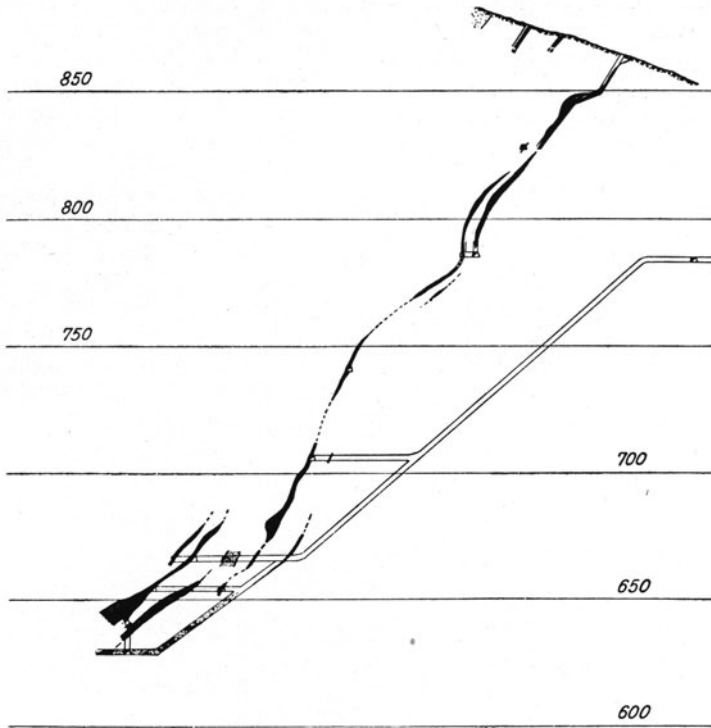


Abb. 165. Verdrückungen der Kreidekohle im Balkangebirge. (Nach WASSILEFF.)

diese Eigenschaft leicht einzusehen. Bei den schon verhärteten Steinkohlen wird die Teilbeweglichkeit durch eine feine Zerreibung, eine Flözmylonitisierung er-

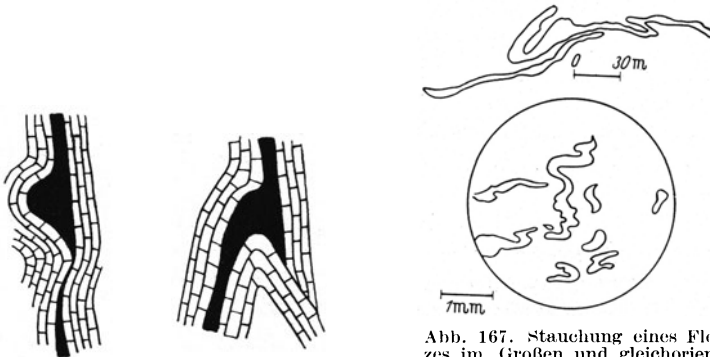


Abb. 166. Verdrückung der Kohlenflöze in der Kreide des Balkangebirges. (Nach WASSILEFF.)

Abb. 167. Stauchung eines Flözes im Großen und gleichorientierte mikroskopische Stauchung der Kohle im geätzten Anschliff. Glanzbraunkohle. (Nach W. E. PETRASCHECK.)

zielt, bei der die einzelnen Partikelchen gegeneinander verschoben werden. Das zeigt die Mikroskopie der Kohlenmylonite (W. E. PETRASCHECK, R. TEICHMÜLLER u. a.). Die starken Flözstauchungen der harten Glanzbraunkohle von

Seegraben bei Leoben zeigen jedoch keine dem entsprechende Zerreibung. Die mikroskopische Untersuchung orientiert entnommener Anschliffproben hat jedoch nach Ätzung erkennen lassen, daß die Kohle in den Flözverdickungen eine Feinstauchung aufwies, die zur Großstauchung des Flözes parallel lag (Abb. 167).

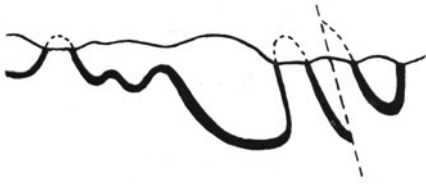


Abb. 168. Faltung eines Erdbraunkohlenflözes infolge Zusammenschubs durch eiszeitliche Gletscher bei Muskau in Schlesien. (Nach PIETZSCH.)

Auf solchen Beobachtungen begründete W. E. PETRASCHECK die Unterscheidung einer *vortektonischen Inkohlung* — wenn also die Kohlen schon hart und reif waren und dann erst tektonisch zerrieben wurden — und einer *nachtektonischen Inkohlung* — wenn die im unreifen, plastischen Zustand gestauchte Kohle erst während und nach diesem tektonischen Vorgang inkohlt und verhärtet wurde.

*Solifluktion.* Nicht alle Faltungserscheinungen in Kohlenflözen sind tektonisch. Das Fließen des breiartig durchwässerten Torfmoors kann ähnliche Bilder geben. In Berndorf (Niederösterreich) war an Kohle und dem eingelagerten Süßwassermergel solche Solifluktion bemerkbar. WEITHOFER gab Bilder aus der oberbayrischen Pechkohle, FAYOL von Commentry.

### Exogene Veränderungen der Kohlenlager

Stauchungen durch Gletscher, vor allem aber Erosion durch fließendes Wasser sowie oxydierende Verwitterung, die bis zur Selbstentzündung führen kann, sind exogene Einwirkungen, welche die Kohlenlager nachträglich zerstören.

*Glaciale Stauchungen*, durch diluviales Inlandeis bedingt, sind in Norddeutschland und Polen häufig. Auf der Ilsegrube (Sachsen) ist das obere Flöz mit glacialen Sanden und Moränen verfaultet, ein 20 m tiefer liegendes Flöz ist ungestört. Bogenförmig ist der Verlauf der steilen glacialen Falten im Muskauer Revier (Schlesien). Die sonst erdige Kohle darin schildert R. POTONIE als feste Knorpelkohle. Man kennt 100 m breite Schollen von Braunkohle, die durch Eis verschleppt sind, Auf- und Einpressungen des Liegenden bzw. Hangenden. Im Dabrovaer Revier (Polen) zeigte der Ausbiß carbonischer Steinkohlenflöze Faltung durch Eiswirkung.

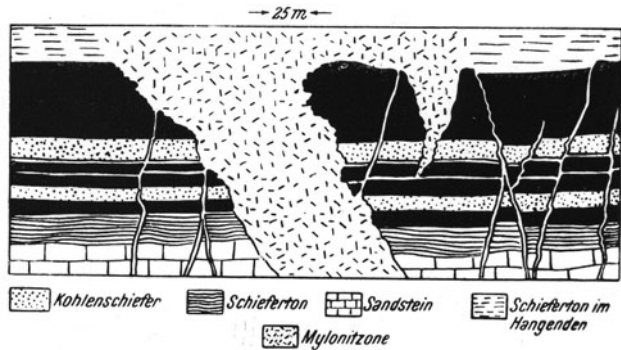


Abb. 169. Riegel im Kohlenflöz von Döhlen bei Dresden. (Nach HAUSSE.)

*Hangendgesteine*, die mehr oder weniger in das Flöz eingreifen, können alle Vorratsberechnungen umstoßen.

*Rücken, Riegel und Kämme* sind quer oder schräg zur Schichtung durch die Kohle gehende, breite, bzw. schmale Gesteinsauffüllungen. Dünne mit Sand erfüllte Klüfte erkannte W. E. PETRASCHECK in der Lausitz als Schwundrisse. Häufig sind Kämme in den Kohlenflözen des Plauenschen Grundes (Sachsen). Hier fand man auch viele breite Spaltenauffüllungen (Rücken), an deren Wänden

die Kohle scharfkantig absetzt. Das Ausfüllungsmaterial ist vulkanischer Tuff, der als Schlamm von oben in den Riß geflossen ist. Kämme und Rücken treten dort namentlich auf Kuppen der Flöze so zahlreich auf, daß sie ganze Feldesteile verderben. Riegel nennt man mit vulkanischem Tuff erfüllte, rundliche, vulkanische Schlote des Waldenburger Reviers. Breite spaltenförmige Tuffausfüllungen sind auch in Ostoberschlesien (Jaworzno) vorhanden, gangförmige, dünne Toneinpressungen, die von oben oder unten kommen, kennt man aus einem Flöz von Westvirginia (P. H. PRICE) und von Simitli in Bulgarien.



Abb. 170. Auswaschung in dem 20 m dicken Redenflöz bei Niwka, Polen. Hunderte Meter breit. (Nach W. PETRASCHECK.)

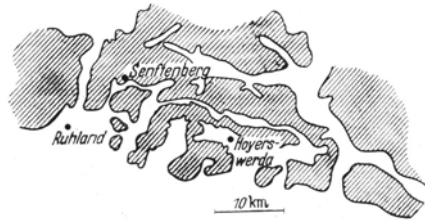


Abb. 171. Eiszeitliche Auswaschungen im Lausitzer Unterflöz. (Nach F. ILLNER.)

*Schachtartige*, tiefe rundliche *Löcher*, die das Kohlengebirge mit seinen Flözen vertikal durchsetzen und mit Breccien oder Konglomerat erfüllt sind, wurden aus Südafrika, aus dem Bassin von Mons, sowie aus dem Erzgebirge bekannt und als Strudellöcher gedeutet.

Unter einer Diskordanz kann ein Flöz völlig enden. Häufig sind örtliche *Auswaschungen*. In Oberschlesien zeigt das 20 m mächtige Redenflöz längs der ehemaligen russisch-galizischen Grenze eine in Mäandern verlaufende Auswaschung, an der der grobkörnige Hangendsandstein der Reihe nach die Kohlenbänke durchschneidet und fast bis auf die Flözsohle kommt. Benachbarte Bohrungen fanden das Flöz überhaupt nicht und erst in weiterem Abstand ist es in neuerer Zeit wieder erbohrt worden. Brocken und Gerölle von Kohle sind dem Sandstein eingelagert und zeigen an, daß der Torf schon zur Zeit der Erosion weitgehend komprimiert und verfestigt war. Weithin wurde das Nordufer der Mäander im Abbau verfolgt. Aus anderen mächtigen Sattelflößen der Gegend von Beuthen in Oberschlesien kennt man große ovale Auswaschungen, die auch bis fast auf die Sohle heruntergehen und nach Art der shoe strings, die in der Erdölgeologie wichtig sind, als Mäander erklärbar sind. Ein 150–300 m breites, 3 km langes, sich verzweigendes Talsystem wurde von ASHLEY und UDDEN aus Pennsylvanien beschrieben. Die Lausitzer Braunkohle, besonders das Oberflöz, ist durch die eiszeitlichen Schmelzwässer stark ausgewaschen (Abb. 171). THIADENS und HAITES zeigten solche aus holländischen Steinkohlenflözen. Hier haben die Auswaschungen zum Teil andere Natur und treten nicht als deutliche Erosionsfurche in dem schon einigermaßen verfestigtem Flöz auf. Der Torf wurde in nur sehr geringem Grade erodiert. Sand wurde längs der Rinne abgelagert, wie man es heute in Sumpfwäldern tropischer Küsten sieht. Über die Sandlinse greift die verschwächte Hangendbank des Flözes hinweg. Die sehr verschiedene Komprimierbarkeit von Torf > Ton > Sand gibt das Bild einer Aufspaltung des Flözes. Vom Mississippidelta weiß man, daß der Sand eines seichten Flußgerinnes in den Torf einsinkt. In Holland liegen diese karbonischen Flußläufe in Zonen größerer Kohlenmächtigkeit.

*Verwitterung.* Hartbraunkohlen und Steinkohlen verwittern an der Erdoberfläche zu mulmiger, schwarzer Erde. *In der Regel ist die Flözmächtigkeit im Ausbiß verringert.* Bis zu 50 m Tiefe kann die Kohle durch Verwitterung im Wert ge-

mindert sein und wird deshalb nicht immer abgebaut. Im obersten Zsiltal sieht man infolge sehr junger Erosion kaum verwitterte Steinkohle bis zu Tage kommen. Die bröckelige Rieselskohle, früher als sekundär allochthon gedeutet, ist nach J. J. STEVENSON eine Verwitterungsform der deutschen Erdbraunkohle unter wasserführendem Hangendgestein.

*Verrußung* ist eine unterirdische Verwitterungserscheinung der Kohle, bewirkt durch sauerstoffbeladene Grundwasser in Karstgebieten. Die Kohle ist

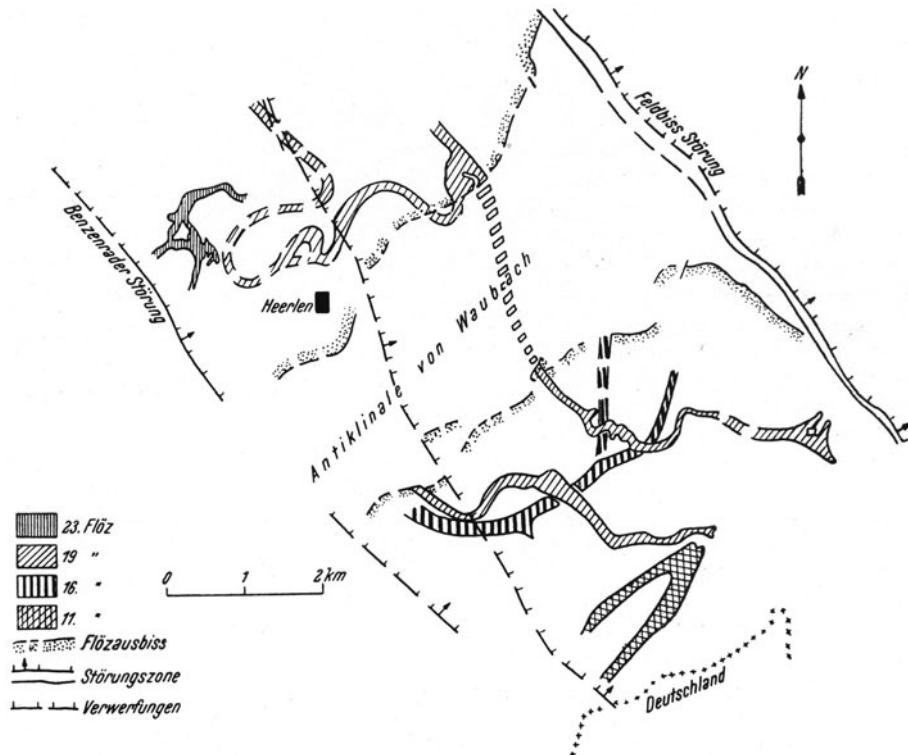


Abb. 172. Auswaschungen infolge karbonischer Flußläufe in übereinanderfolgenden Flözen in Limburg. (Nach A. A. THIADENS und HAITAS.)

mulmig, erdig, auch wenn es eine Glanzbraunkohle (Mte. Promina in Dalmatien) oder Steinkohle (Istrien) war, sie kann sogar lichtbraun werden, manchmal durchsetzt von eingeschwemmter Terra rossa, bis zur Unbrennbarkeit verdorben, jedenfalls unverkäuflich. Große, unregelmäßig begrenzte Flözteile, namentlich unter Dolinen, können auf diese Art wertlos werden. Die Karstkohlen sind immer schwefelreich und dieser verrät sich durch Gipsgehalt der Kohle bei Annäherung an die Rußkohle.

*Flözbrände* haben oft das Ausgehende der Kohlenflöze zerstört. Asche liegt an ihrer Stelle, wobei nicht immer das ganze Flöz verascht sein muß. Das Hangende ist bis mehrere Meter Dicke gebrannt. Tone werden ziegelrot, gelb, cremefarben, auch dunkelgrau-violett. Im letzteren Falle mitunter schlackenartig geschmolzen. Die Härte des gebrannten Tones hat zur Folge, daß in Colorado meilenweit das Erdbrandgestein des Ausbisses sich durch lange Hügelzüge verrät. Ähnlich ist es in der Muntenia Rumäniens. In Böhmen wird das Erdbrandgestein keramisch verwendet. Nicht immer ist Selbstentzündung Ursache der Flözbrände,

denn solche finden sich auch bei Kohlen, die nicht zur Selbstentzündung neigen. Prärie- oder Waldbrände und Blitzschläge können jene Flözbrände verursacht haben. Im südlichen Oberschlesien fand man im Bereich der Orlauer Falte in Orlau durch Flözbrand gemagerte und teilweise verkockte Kohle der Sattelflözzone, zusammen mit rotem Schiefer; alles ist als Flözbrand vormiozäner Zeit zu deuten.

Die Ursache der Selbstentzündung der Kohle ist noch nicht recht geklärt. Oxydationswärme von Gelpyrit ist nur selten verantwortlich zu machen, da auch viele schwefelarme Kohlen zum Flözbrand neigen. Besonders weniger reife Kohlen zeigen oft rasche Oxydation. VAN KREVELEN bildet höher reflektierende Säume um Kohlenkörner des Mauritzflözes in Limburg ab, die nach wenigen Stunden der Erhitzung entstanden waren; W. PETRASCHECK verwies auf die Schwärzung von Braunkohlendünnschliffen vor ihrer Bedeckung. Die Sauerstoffaufnahme zeigt sich in der Bildung von Peroxyden und von Humussäuren (KREULEN); sie ist ein exothermer Prozeß, der zur Wärmerestauung führen kann. Bemerkenswerter Weise zeigten die sehr brandgefährlichen Weichbraunkohlen von Tauchen (Österreich) auch dort, wo sie in der Grube von dem bis zu 70° erwärmten Kohlenstoß entnommen waren, keinen mikroskopischen Unterschied gegenüber nicht selbständig erwärmten Kohlen (P. RESKA). BERKOWITZ macht die Benetzungswärme für die Selbstentzündung verantwortlich; er stützt sich auf Experimente, denenzufolge die Kohle bei Saltdampfbehandlung eine stärkere Erwärmung zeigte als im Sauerstoffstrom. Das deckt sich mit der Erfahrung, daß Halden bei Regenwetter stärker brennen.

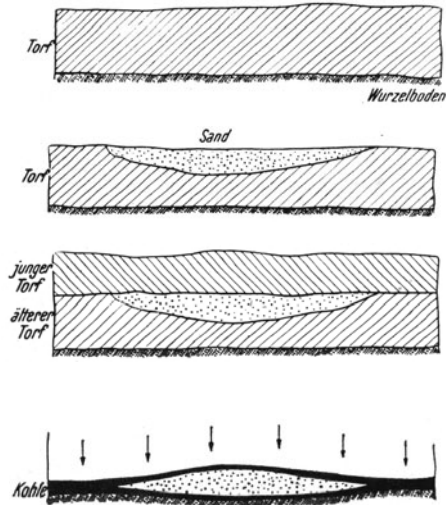


Abb. 173. Der in den Torf eingesunkene Sand eines karbonischen Flußlaufes erscheint infolge Verdichtung des Torfs zu Kohle als Teilung eines Flözes. (Nach THIADENS und HAITAS.)

### Entstehung der Kohlenlager

Die Mikrostruktur der Kohle, die versteinerten Torf verkörpernden Torfdolomite, die senkrechten Baumstümpfe in und auf der Kohle, die Wurzelböden unter der Kohle u. a. m. lassen erkennen, daß die Kohlenflöze aus Torfmooren hervorgegangen sind und eine Pflanzenwelt verkörpern, die dort gewachsen ist, wo sie heute liegt. Sie sind *autochthon*. Es gibt ausnahmsweise auch Flöze, die aus zusammengeschwemmten, pflanzlichem Material gebildet wurden. Diese sind *allochthon*.

Die autochthonen Kohlenflöze sind also ehemalige Torflager. Die Vertorfung ist ein Prozeß, der die pflanzliche Substanz, wenn auch in veränderter chemischer Zusammensetzung konserviert. Die Vertorfung geht bei Luftabschluß vor sich. Pilze, unter besonderen Umständen wohl auch Bakterien, sind am Vertorfungsvorgang beteiligt. Die chemischen Veränderungen wurden oben schon angedeutet und werden S. 292 nochmals besprochen. Viel von der Pflanzenstruktur, insbesondere die verholzten Teile bleiben erhalten. Bei mangelhaftem Luftzutritt tritt

Vermoderung ein, welche die Pflanzenstruktur weitgehend zerstört. An der Luft endlich verwest die Pflanze, wobei die Endprodukte Gas und Asche sind. Lange widerstehen Wachse, Harze, Blütenstaub, deren seltenere Anhäufungen Liptobiolithe genannt werden. Unter stagnierendem Wasser, dessen Sauerstoff durch die organische Substanz bald aufgebraucht wird, tritt Fäulnis ein, wobei auch ein Großteil der organischen Strukturen zerstört wird, es bilden sich *Sapropelite*, d. s. Faulschlammgesteine (siehe oben S. 248).

### Entstehung der Torfmoore

Torf bildet sich dort, wo die Vegetation üppig gedeiht und die absterbende Flora nicht durch Verwesung zerstört wird. Für üppiges Wachstum geeignetes Klima und Flora müssen also vorhanden sein, dazu überdies stagnierendes oder langsam fließendes Wasser, Seen oder Tümpel, sehr flache Meeresküsten, Senkungen in kontinentalen Gebieten, in denen das fließende Wasser stagniert und das Grundwasser hochsteigt, Gebiete, in denen Grundwasser reichlich auf breiter Fläche zutage tritt. Man unterscheidet topographisch bedingte, durch das Klima bedingte und die durch Niederschläge und Oberflächenwasser gespeisten Torflager. Reichlich sind abflußlose Hohlformen in solchen Landschaften anzutreffen, die einst vergletschert waren. In der Gegenwart liegt im Gebiete der diluvialen Vereisung die Mehrzahl der Torfmoore. Aus den Eiszeiten früherer Vorzeit kennen wir derartiges nicht. Vielleicht hatte das klimatische Ursachen. Die Umwandlung von Torf zu Kohle erfolgt unter beträchtlicher Kompression, so daß dicke Torfschichten eine Vorbedingung für Kohlenflöze sind. Sinkender Boden begünstigt das Entstehen mächtiger Torflager, wenn die Senkung so langsam erfolgt, daß das Wachstum der torfbildenden Pflanzen damit Schritt halten kann. Kurze Senkung liefert dünne Torflager und Gebiete, wo dicht unter der dünnen Torfschicht die Gesteinsunterlage zum Vorschein kommt, scheinen heute vorzuherrschen. Erfolgt die Senkung zu rasch, so reißt das Pflanzenwachstum ab und eingeschwemmter Sand oder Ton bedeckt die dünne Torfschicht.

Nicht immer erfolgte die Moorbildung, die zu einem Kohlenflöz führte, im ganzen Bereich genau gleichzeitig. Das läßt sich in Fohnsdorf aus der Lage einer Bentonitschicht erkennen, welche im Westteil des Grubenfeldes mehrere Meter unter dem Flöz liegt, im Ostteil aber unmittelbar in der Liegendbank der Kohle. Der Bentonit ist aus einem Tuff entstanden; der vulkanische Aschenregen ist eine einmalige Zeitmarke. Die Torfmoorbildung erfolgte also im Osten zugleich damit, im Westen später.

Viele alpine Kohlenmulden sind als sinkender Boden zu erkennen. Mitunter bieten zwei dünne Tuffmittel in der Mitte des Flözes in ihrem Abstand einen Maßstab für die proportionale Dickenzunahme des ganzen Flözes. Kippbewegungen breiter mitteldeutscher Schollen ließen die dortigen Braunkohlenflöze entstehen. An ihren Vegetationszonen, wechselnd Waldboden und Moostorf, ist zu erkennen, daß die Senkung ruckweise vor sich ging. Die große Mächtigkeit der Kohlenflöze zeigt an, daß die Senkung lange Zeit hindurch andauerte.

Ein Süßwassersee kann auch durch üppig gedeihende Vegetation verlanden. Zonenweise ändert sich die Pflanzengemeinschaft, wenn man vom offenen Wasser zum Ufer fortschreitet. Die Teichlinse und andere schwimmende Wasserpflanzen bilden am offenen Wasser einen Pflanzenteppich. Was abstirbt, sinkt, ebenso wie eingewehter Blütenstaub, zu Boden und wird infolge Luftabschluß zu Faulschlamm. Reicht seine Ablagerung schließlich bis nahe an die Oberfläche, so gedeiht in unserem Klima auf ihm erst ein schütteres, dann dichteres Röhricht aus Seggen bzw. Schilf, damit beginnt das Flachmoor, hinter dem Röhricht, ufernäher, folgen saure Gräser, mitunter zunächst als schwimmende Rasen-



polster, *Carex*-Arten herrschen vor. *Menianthes*, *Drosera* u. a. Blütenpflanzen gedeihen dazwischen. Das weiße Wollgras, *Eriophorum*, bedeckt größere Flächen, das ist das Grünmoor. Dann kommt ein Erlenwald, der kilometerbreit werdend,

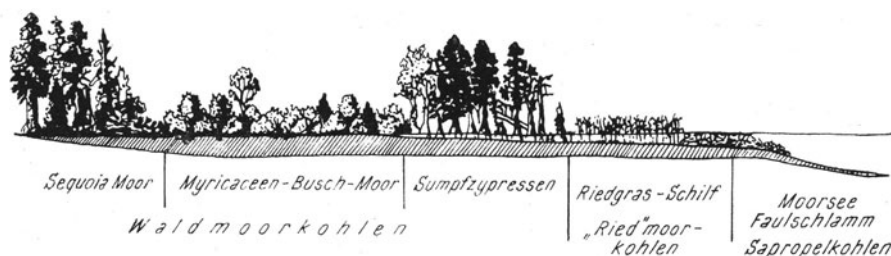


Abb. 174. Die Pflanzenzonen und die Braunkohlenfazies am Niederrhein. (Nach M. TEICHMÜLLER.)

ein ausgesprochenes Überschwemmungsgebiet mit Wasserarmen und Lachen bilden kann: der Bruchwald. Schließlich stellen sich Birken und Föhren ein und Mischwald ist das Ende der Waldzone. Es herrschen jene Waldbäume, die in Bezug auf Mineralstoffe am wenigsten anspruchsvoll sind. Der Wald wurzelt in älteren Rasentorfboden. Von der freien Wasserfläche des Sees diffundiert nur mehr wenig Wasser bis in dieses Gebiet und somit ist der Boden nährstoff-, d. h. salzarm. Die Salzarmut steigert sich weiterhin derart, daß auch Birke und Föhre verkümmern und Sumpfmoo (Sphagnum) allein herrscht. Dieses bildet dicke, sich aufwölbende Polster, das ist das Hochmoor. Es kann sich ein paar Meter hoch über das Niveau des Wasserspiegels im Flachmoor aufwölben.

M. TEICHMÜLLER hat die einzelnen Weichbraunkohlentypen des Niederrheins mit den Vegetationszonen am Rande der Moorseen verknüpft (Abb. 174).

Diese Vegetationszonen, wie sie der Reihe nach vom offenen Wasser landeinwärts liegen, können, das Wasser mehr und mehr verdrängend, sich übereinanderlegen. Steigt der Wasserspiegel wieder an, so tritt Rückläufigkeit der Zonung ein. Bruchwald kann sich wieder über den Sphagnumschichten ansiedeln oder Grastorf. Mehrfache solche Wiederholungen liefern dicke Torfschichten und sind beim Abgraben von Torfschichten übereinander erkennbar (Abb. 175).

Beide Vorgänge, Verlandungen oder langdauernde, wechselnd raschere oder langsamere Senkung führen zu dicken Kohlenflözen. Ein Kennzeichen der Verlandung ist das Faulschlammgestein an der Basis, auch wenn dies sehr dünn sein sollte oder der vertikale, schütterte und langfaserige Wurzelboden des Schilfröhrichtes. Es gibt nicht viele Kohlenflöze, welche diese Merkmale haben. In Tatabanya (Ungarn) ist der Unterteil des mächtigen Flözes eine dicke, aschenreichere Duritbank. Das durch seine Wasserfauna berühmte Plattenkohlenflöz von Nürschan (Nyrany) in Böhmen hat über der Faulschlammkohle, die aus Landtorf entstandene Glanzkohle. Viele Kohlenflöze liegen in Wannen, trotzdem

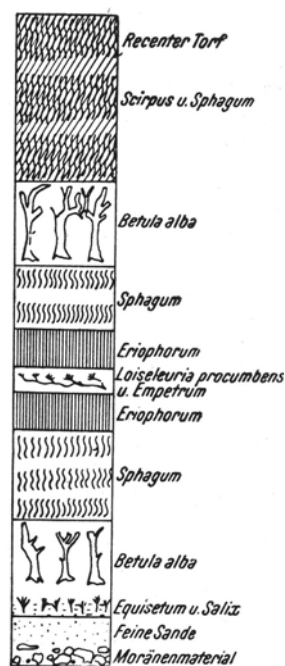


Abb. 175. Diagrammatischer Durchschnitt eines schottischen Torfmoors zeigt mehrfach wechselnde Vegetationszonen übereinander, nach ARBER. (Lies: Sphagnum.)

kann man nicht behaupten, daß sie zugleich auch die Merkmale der Verlandung aufweisen.

Sinkender Boden ist es vor allem, der die mächtigen und ausgebreiteten Kohlenlager entstehen läßt. Stärkere, aber kurze, ruckartige Senkungen führten zur Einschaltung von Mitteln in der Kohle. Lange Zeit dauernde, aber zeitweise beschleunigte Senkung bildete mächtige Schichtenkomplexe mit vielen Kohlen-

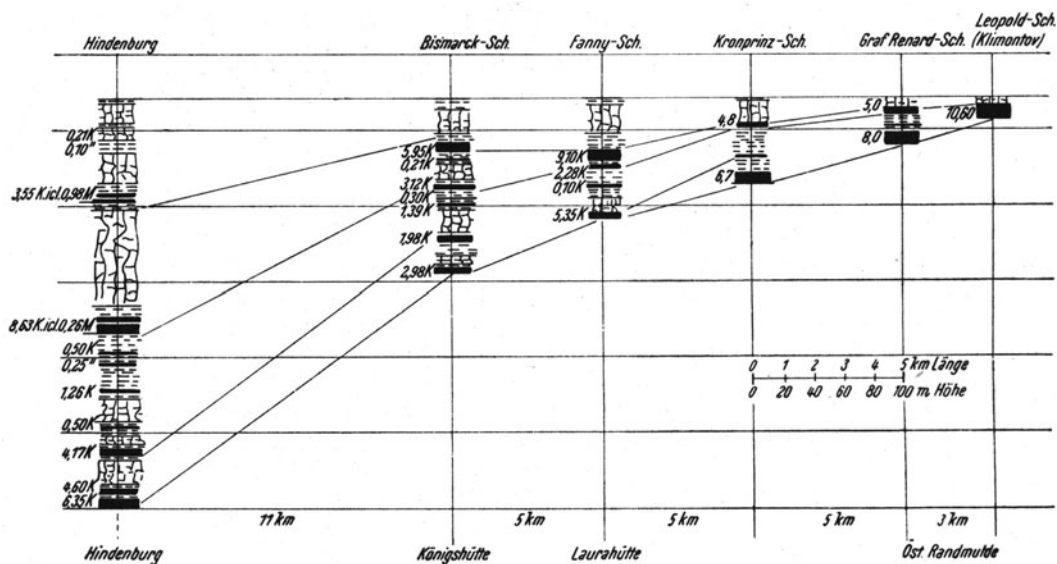


Abb. 176. Scharung der Sattelflöze in Oberschlesien zeigt raschere Senkung im West als im Ost, z. T. nach GÄEBLER.

flözen, wie die großen karbonischen Kohlenreviere an der Ruhr, der Saar, in Oberschlesien, in den Appalachen etc. In der Sattelflözzone von Oberschlesien scharen sich die Flöze gegen Osten, dort war die Senkung langsamer. Da aber

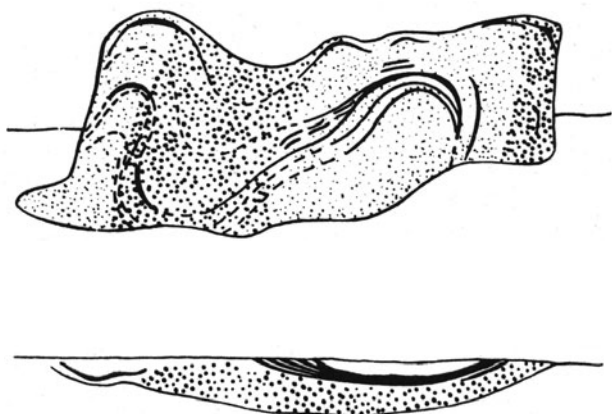


Abb. 177. Aufspaltung eines mächtigen Flözes am Rande eines Flußdeltas im Bassin von Commeny, nach FAYOL.

diesummarische Kohlenmächtigkeit im Westen, dort wo die Kohle immer durch Sandzufuhr unterbrochen wurde, größer ist, so war sie am Drehpunkt im Osten so langsam, daß noch nicht die maximalen Torfmenge gebildet wurden. (Abb. 176). Auch im Mündungsgebiet großer Ströme entstehen ausgedehnte Torfablagerungen, örtlich von Altwässern unterbrochen. Die in manchen Sattelflößen

Oberschlesiens auftretenden großen ovalen Auswaschungen erinnern an die Wälder im Gangesdelta, wo der Urwaldtorf 10 m Dicke erreicht, in ihm liegen Flußmäander mit offenem Wasser.

Nicht stets ist die Einschaltung sandiger Mittel auf verstärkte Senkung zurückzuführen. FAYOL hat am Bassin von Commeny gezeigt, daß zeitweilig verstärkte Erosion im Randgebirge den Aufbau eines Schotterdeltas bewirkt, das die Torfbildung nach beiden Seiten abdrängt (Abb.177).

Transgredierende Meeresablagerungen beginnen oft mit Küstensümpfen, so in Mittel- und Südosteuropa der Wealden, das Cenoman, das Eozän, Oligozän, Miozän. Auch mächtige Süßwasserablagerungen setzen nicht selten mit Kohlenflözen ein, wie das innerböhmisches Karbon, das Oligozän und Miozän in Böhmen und in den Ostalpen. Die Senkung aller dieser Süßwasserbecken war anfangs langsam und später etwas beschleunigt. Ihr folgt in den Ostalpen eine tektonische Phase, die grobes Geröll herbeiführt.

Das Wachstum des Torfs kann sehr langsam sein. Die am Polleninhalte erkennbare, schichtweise Änderung der Flora der mitteleuropäischen Moore zeigt an, daß das ganze Alluvium, also 25.000 Jahre zu ihrer Entstehung nötig waren. Zu unterst liegt die subarktische Kiefernzzone, dann folgt eine Fichtenzeit und endlich bis zur Gegenwart die Buchenzeit. Da aber gerade die Kiefernzzone oft verkümmert ist, darf man schließen, daß das subarktische Klima nicht immer zur Moorbildung gut geeignet war. In Irland liegen diluviale Moore an der Oberfläche, sind also trotz günstigeren Klimas nicht weiter gewachsen. Im 4000 Quadrat-kilometer großen Great Dismal Swamp am unteren Mississippi ist die Torfbildung (durchschnittlich 2 m) auffällig gering. Aus Sumatra wird von 8 und 9 m dicken, aus Java von angeblich 31 m dicken Torflagern berichtet. Auch im gemäßigten Klima sind die Torfmächtigkeiten in der Regel nicht sehr groß, im Alpenvorland, wie überhaupt in Mitteleuropa meist nur 2—4 m. Örtlich werden aus Norddeutschland auch 10 und 13 m, aus Norwegen 6—8 m und Irland 15 m angeführt.

Die Torfschichten werden in der Erde komprimiert. Über das Maß der Kompression, auch bei der Umwandlung zur Kohle, gibt die Aufwölbung über Stubben, das Anschmiegen der Kohlenstreifen über Torfdolomitknollen oder eingeschwemmten Geröllen, die Dicke von Sandlinsen, die in Flözen eingelagert sind, Auskunft. Ungefähr darf man bei der Umwandlung in Steinkohle eine Kompression auf  $\frac{1}{2}$  bis  $\frac{1}{3}$  annehmen. Mit Rücksicht auf das langsame Wachstum des Torfs, nämlich ganz wenige Millimeter oder nur einige Zehntelmillimeter pro Jahr errechnet, schätzt SCHWARZBACH, daß ein Meter Braunkohle 5000 Jahren, ein Meter Steinkohle 10.000 Jahren entspricht.

### Bildungsraum und -zeit

Paralische und limnische Kohlenreviere werden unterschieden. *Paralische Lager sind an der flachen Küste des Meeres entstanden* oder von marinen Schichtungen konkordant und lückenlos unter- oder überlagert. *Limnische Ablagerungen entstanden in den kontinentalen Bereichen.*

Weder in der Kohlenqualität, noch in der Zahl und Art der Ausbildung der Kohlenflöze gibt es durchgreifende Unterschiede zwischen diesen beiden Typen der Ablagerung. Wohl aber lassen sich etliche Fälle aufzeigen, in denen Braunkohlen, die unter marinem Einfluß standen, reifer sind, als gleichaltrige limnische. SCHWALBE und SCHÖPP erwiesen den Einfluß von Chlormagnesium auf den Humifikationsprozeß. Die Aschen paralischer Kohlen haben einen höheren Mg-Gehalt. Paläontologische Unterschiede limnischer und paralischer Karbonfloren wurden durch GOTHAN hervorgehoben.

Bezüglich der Senkungsräume, in denen Kohlenlager gebildet werden, kann man unterscheiden:

#### 1. Geosynklinale Randgebiete,

2. Kontinentale Senkungsbecken,
3. Faltungsmulden in Orogenen.
4. Plattformen auf alten Schilden.

Die ersten umfassen die mächtigen paralischen Schichtfolgen mit einer Vielzahl eingelagerter Flöze von meist mäßiger Dicke, wie Appalachen, Westeuropäischer karbonischer Kohlengürtel, Oberschlesien, Donezbecken, aber auch Triaskohle, wie Lunzer Schichten der Ostalpen, Liaskohle von Fünfkirchen (Pecs), Oberbayrisches Pechkohlenrevier.

Der zweite Typ umfaßt das Saar-Revier, Kusnezsk, die Eccla-Schichten Südafrikas, Neu-Südwaes u. a. ebenfalls mit vielen eingelagerten Flözen, das innerböhmische Karbon, die böhmische Braunkohle, die niedersächsischen schlesischen Braunkohlen oder die Eozänkohlen Ungarns, alle mit einer Gruppe starker Flöze an der Basis.

Zum dritten Typ gehören die karbonischen Kohlen des französischen Zentralplateaus, sowie das mittelsudetische Karbonbecken, die Gosaukohle der Alpen etc., die Balkankohle, die des Zsiltals, alle Braunkohlen der Ostalpen und Kroatiens, die westbulgarischen Braunkohlen, also limnische und paralische Reviere, mit meist wenigen, oft mächtigen Flözen.

Der vierte Typ ist durch kohlenführende Serien von relativ geringer Mächtigkeit und mit wenigen Flözen, aber von großer Ausdehnung und Regelmäßigkeit bei flacher Lagerung gekennzeichnet. Beispiele: Illinois, Moskauer Becken, algerische Sahara.

Kohlen sind in allen Formationen seit dem Devon entstanden, doch ist es unzweifelhaft, daß es zwei Zeitalter maximaler Kohlenbildung gibt. Oberkarbon und Perm einerseits und Oberkreide und Tertiär andererseits. STEPANOV errechnet für sie 43 bzw. 51% der Weltvorräte. Der atlantische Raum wird von karbonischen, der pazifische von mesozoischen und känozoischen Becken umgeben, wie ihn auch junge Orogene umgürten. Ein Zusammenhang mit dem Vulkanismus besteht nicht, wohl aber mit der Orogenese, denn die Zeiten stärkster Orogenese sind auch jene stärkster Flözbildung. Die Bodenunruhe, häufige Oszillationen und langsame Senkungen verursachen ausgedehnte Torfablagerungen und oft große Torfmächtigkeiten. Mit Flözbildungen verbunden ist die Eozäntransgression und einzelne Miozänphasen, was in orogenen Phasen die Ursache hat. In dem Maße, als die Tektonik in Asien gegen Osten wandert, verlagern sich auch die Kohlenreviere von W gegen O (PRIGOROVSKY).

Langsam sinkender Boden begünstigt die Flözbildung. Sicher war auch die Anwesenheit raschwüchsiger Pflanzenarten von Bedeutung. In der Gegenwart gehört der Mammutbaum zu den schnell wachsenden Hölzern, fingerbreit sind seine Jahresringe im Jugendstadium. Sequoia ist auch das häufigste Holz unserer Braunkohlen. Wahrscheinlich waren auch Sigillarien und Lepidodendron schnell wachsend, denn kleine Stämme sind viel seltener als große.

### Autochthon und Allochthon

Man ist sich lange schon darüber einig, daß die Kohlenlager vorzeitliche Torflager sind. Recht selten findet in der Natur derartig reichliche Zusammenschwemmung von ausschließlich pflanzlichem Detritus statt, als daß dadurch Kohlenlager, wie sie der Bergmann abbaut, entstehen könnten. Mit dem Holz, das der Golfstrom in Grönland antrifft, wird auch Sand abgelagert. Es waren die unreinen Kohlenflöze, die im nachweislichen Schuttdelta karbonischer Flüsse entstanden, die FAYOL veranlaßten, die allochthone Entstehung der Kohle zu vertreten: ein mächtiges Kohlenflöz, das sich in der Richtung auf das Delta in

Bänke aufspaltet, die Häufigkeit von Geröllen aus dem Randgebirge in der Kohle, sowie ganze Lager von Kohlengeröllen im Karbonsandstein. In der Tat gibt es allochthone Kohlen, z. B. ein örtliches Hangendflöz in der Waldheimat in Obersteiermark, das aus einer mit groben Sandkörnern gespickten Moorkohle besteht. In der Regel aber sind die Kohlenflöze autochthon und aus Torfablagerungen entstanden.

Merkmale der Allochthonie:

Kein Wurzelboden,  
aschen- und sandreiche Kohle,  
alle Hölzer liegend,  
wechselnde Mittel in der Kohle,  
Wasserpflanzen und Wassertiere in der Kohle.

Merkmale der Autochthonie:

Wurzelböden,  
auf und in der Kohle schichtenweise senkrechte Baumstümpfe (Stubbenhorizonte),  
regelmäßig anhaltende Mittel,  
aschenarme Kohle,  
wohl erhaltene und wie für Herbarpräparate ausgebreitete, auch große Pflanzenabdrücke in Dach oder Mitteln,  
Landsäger und -reptilien.

Nicht jedes einzelne der Merkmale ist eindeutig. Die mitteldeutsche Braunkohle, die zufolge langer systematischer Ausgrabungs- und wissenschaftlicher Untersuchungsarbeit zu den besterforschten Kohlen gehört, ist nach den anschaulichen Schilderungen WEIGELT's in Galerie-Wäldern (soweit nicht als Ausfüllung von Auslaugungssenken) entstanden. Wasserlacken und Überschwemmungen, aber auch Trockenperioden mit allgemeinem Tiersterben wechselten.

Die zahlreichen Braunkohlenvorkommen in Österreich und Südosteuropa lassen immer wieder erkennen, daß sie in Gegenwart von Wasser, oft von diesem überflutet, entstanden sind. Wasser ist geradezu immer das Ende dieser Kohlenflöze. Spongiennadeln in und über der Kohle von Leoben, Planorbis in der Kohle von Göriach, Congerien in der Kohle beginnend und auf ihr in Fohnsdorf, solche Muschelbänke in Moorkohle auskeilend im Gödinger Revier, Süßwasserkalk als Einlagerung in der Kohle, sind einige der Beweise.

Eine Vorstellung von dem Waldmoor, aus dem die Kohle von Senftenberg hervorgegangen ist, ergaben die Untersuchungen THEUMER's an den dortigen Stubbenhorizonten. Pro Hektar zählte er 45 bis 400 aufrechte Baumstümpfe, zwischen denen noch längere oder kürzere Stammteile lagen. Alle Größenordnungen bis zu 3600 Jahresringen waren vorhanden, wie es im Urwalde nicht anders zu erwarten ist. Die Bäume starben bei steigendem Wasserspiegel ab und faulten im Niveau des Wasserspiegels (dessolarde der Franzosen) ab. Das ist die Ursache, daß man die Stümpfe immer mit einer ziemlich flachen Schnittfläche in gleicher Höhe enden sieht: Immerhin zeigte es sich im Senftenberger Revier, daß in der Mitte der Ablagerung die Stümpfe etwas höher sind als an den Rändern, weil der Wasserspiegel horizontal, der Torfboden aber in der Mitte stärker zusammengesunken war als an den Rändern. Die Unterlage der Stubbenhorizonte ist oft eine gelbliche Kohle, deren Bitumenanreicherung auf eine stärkere Durchlüftung schließen läßt, weil Harz und Wachs gegenüber der Verwesung resistenter sind als Lignin und Zellulose. Dieser Rhythmus der Kohlenablagerung zeigt eine ruckartige Senkung des Bodens mit Stillstandsphasen an, wie sie auch sonst aus geschichteten Sedimenten ablesbar ist (Abb. 178).

Der häufigste Baum der tertiären Braunkohlen-Sumpfwälder ist eine Zypresse

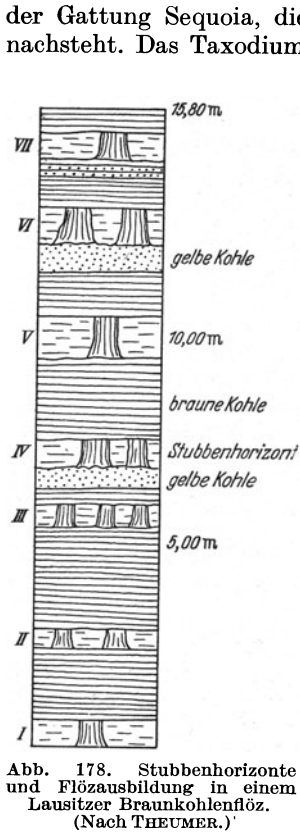


Abb. 178. Stubbenhorizonte und Flözausbildung in einem Lausitzer Braunkohlenflöz. (Nach THEUMER.)

der Gattung *Sequoia*, die dem Mammutbaum der Gegenwart an Größe nicht nachsteht. Das *Taxodium*, dessen an unseren Maiwuchs erinnernde Zweigenden so häufig im Hangendgestein vieler miozäner Braunkohlenflöze gefunden werden, ist wohl auch öfter als Holz in der Kohle nachgewiesen worden, steht aber an Menge dem Sequoiaholz weit nach. In den Zypressensümpfen der Gegenwart, wie im unteren Mississippital, stehen diese Sumpfyypressen mit nach unten sich stark verbreiternden Stämmen im Wasser. Um nicht im Schlamm einzusinken, verbreitert der Baum seine Basis. Flach schickt er seine Wurzeln zur Seite, teils aus dem gleichen Grunde, teils der Atmung wegen. Keulenförmige bis über einen Meter lange Fortsätze, in der die Außenzone des Holzes nach oben knieförmig ausgestülpt ist, schickt der Baum als Atemwurzeln (Pneumatophoren) in die Luft. Das Holz derselben ist sehr weich und vergänglich, so daß es wenig verwunderlich ist, daß solche Atemwurzeln neben den Baumstümpfen der Kohle noch nicht gefunden wurden. Dahingegen wurde einmal im Liegendletten eines steirischen Braunkohlenflözes eine Anzahl solcher Pneumatophoren gefunden und von ELISE HOFFMANN als solche erkannt. Während Farne in den jungtertiären Schichten auch im Hangenden der Kohle recht selten sind, wurden in mehreren österreichischen Braunkohlenflözen ganze Wurzelböden aus solchen Osmundaceen Rhizomen bestehend beobachtet (ELISE HOFFMANN). Immer wieder zeigt es sich, daß die Flora, welche unsere Kohlenflöze entstehen ließ, nicht identisch ist mit jener, die wir in

ihren Hangendschichten vereinigt finden (W. PETRASCHECK), was auch P. MENZEL an den Niederlausitzer Braunkohlenflözen feststellen konnte.

### Karbonmoore und Tertiärmoore

Erst in neuerer Zeit ist bekannt geworden, daß auch in den Tropen ausgedehnte Torfmoore vorhanden sind. Die Flora dieser Moore zeichnet sich durch einige Besonderheiten aus, die sich zum Teil auch bei altertären Braunkohlenfloren erkennen lassen, die aber vor allem bei Karbonfloren wiederzufinden sind, so daß man behaupten darf, daß die karbonischen Kohlenflöze namentlich des euramerischen Florenbezirkes aus Tropenmooren hervorgegangen sind. Als solche Merkmale kommen in Betracht:

Floristische Verwandtschaft, wie Baumfarne, Kletterfarne, groß entwickelte Amphlebien an den Farn-Rhachien, Fehlen von Jahresringen, Blütenstände direkt aus dem Stamm sprossend (Cauliflorie), Träufelspitzen bei Blättern oder rinnenförmige Verschmälerung der Blattbasis in den Stiel, beides um Tau- und Regenwasser zwecks Freilegung der Spaltöffnungen rasch abzuleiten (Sigillarienblätter). Baumrinden ohne Borke, die ein Transpirationsschutz ist, breite Basis der Baumstämme um ein Einsinken in den weichen Boden zu erschweren. Gerade das letzte Merkmal zeigen die Sigillarien sehr deutlich und derartige breit wurzelnde Stümpfe finden sich auf und in sehr vielen Steinkohlenflözen limnischer und paralischer Reviere. Als kreisrunde Querschnitte erscheinen sie im Dach

der Flöze, hängen nur durch die Kohlenrinde lose mit dem Nebengestein zusammen und bilden, wenn sie nicht entsprechend unterstützt werden, eine Gefahr für den Abbau, daher der Name Sargdeckel. Die ebenfalls für das Tropenmoor charakteristischen Pneumatophoren konnten bisher bei karbonischen Pflanzen noch nicht gefunden werden. Aber die fleischigen Wurzelfasern der Stigmarien sind gleichfalls ein Merkmal des Moorbodens. Die Bewurzelung der Calamarien ist so schwach, daß die Pflanzen nur im Wasser stehen können. Die etagenartig übereinander an einem Individuum folgenden Wurzelsätze, die GRAND EURY anschaulich aus den Tagbauen des französischen Zentralplateaus zeigt, lassen erkennen, wie der Sumpfboden allmählich aufgefüllt wurde. Annularia schwamm am Wasser und ihr gegliederter, luftgefüllter Stengel diente als Schwimmblase. Für gleichmäßig feuchtes Klima spricht nach GRAND EURY auch die große Länge der Cryptogamenstämme, die Abwesenheit von Knollengewächsen, das schnelle Wachstum und die Größe der Formen, das mächtige Markgewebe der Lepidophytenstämme, die hohlen Calamitenstämme, die fleischigen Neuropteris Stiele u. a. m. Die Baumstämme wurden, wie es auch heute im Torf der Fall ist, rasch erweicht und sind deshalb flach gedrückt in der Kohle eingebettet. FREISE schildert aus tropischen Urwäldern Brasiliens, wie sich durch Wegfuhr kolloid-löslicher organischer Substanz vom abgestorbenen Baumriesen eine braune, strukturlöse Masse bildet, arm an Asche, falls keine Ton-Zufuhr stattfindet, aber relativ reich an Schwefel und Phosphor. Wo aber das Wasser sich staut, dort erfolgt allochthone Moorbildung. Blätter und Kräuter werden parallel geschichtet, Diatomeen siedeln sich an und Schnecken und Käfer finden sich vor. Das entspricht dem Durit, wie ihn auch DUPARQUE schildert.

Nicht in gleichem Maße gelten die geschilderten Vegetationsverhältnisse für andere Florenbezirke der Karbonzeit. Vom europäisch-amerikanischen Florenbezirk hebt sich die Gondwana Flora der Südhemisphäre, die Angara- und Kathaysia Flora in Ostasien ab. Die erstgenannte geht vom Stefan in das Perm hinauf und enthält unter anderem das große und kohlenreiche Kusnetzki Revier. Nach Schilderungen von ZALESKA und TSCHIRKOWA finden sich hier vorwiegend Blätter von Noeggerathiopsis und das Jahresringe aufweisende Holz von Mesopytis. Die Flora weist auf trockenere Wälder hin als jene des europäisch-amerikanischen Bezirkes.

Die tertiären Braunkohlenmoore hatten vorwiegend subtropischen oder warmgemäßigten Charakter. Der Nyssa-Taxodium-Sumpfwald hat seine rezenten Analoga im Mississippi-Delta, in Florida und anderen Gebieten Nordamerikas. Sumpfyypressen mit Atemwurzeln kennzeichnen auch die Tertiärmoore. Das Myriaceen-Buschmoor, heute vertreten in Nord-Carolina, ist bereits relativ trockener, wenngleich hoher Grundwasserstand und Wassertümpel auch hier vorkommen. Der Sequoien-Wald schließlich steht in feuchten Bereichen der pazifischen Küste Nordamerikas. Er hat Waldforscher geliefert, wie die Stubbenhorizonte zeigen. M. TEICHMÜLLER hat diese Florenbilder mit den niederrheinischen Kohlenablagerungen verglichen.

Die Tatsache, daß die Pflanzengattungen der Tertiärzeit, welche aus vielen Braunkohlenlagern des nördlichen Nordamerikas und Mitteleuropas bekannt sind, sich heute nur mehr im südlichen N-Amerika, aber nicht mehr in Europa finden, ist auf die Eiszeit und den Verlauf der Gebirge zurückzuführen: In Amerika streichen die Gebirge N-S, die Pflanzen konnten also vor der heranrückenden Kältezone nach Süden ausweichen; in Europa bildeten die O-W streichenden alpinen Ketten, die auch vergletschert waren, eine Barriere.

#### IV. Der Inkohlungsprozeß

Der Prozeß, der in der Natur von der Pflanze zur Entstehung der Kohle führt, wird seit GÜMBEL als *Inkohlungsprozeß* bezeichnet im Gegensatz zur *Verkohlung*, die durch Wärmezufuhr z. B. im Meiler eintritt. Dieser Inkohlungsprozeß ist zweiphasig. Die erste Phase vollzieht sich als Vertorfung auf der Erdoberfläche und ist ein biochemischer Prozeß. Die zweite Phase geht in der Erde in mehr oder weniger großer Tiefe vor sich und ist ein geochemischer Prozeß. Die erste Phase vollzieht sich unter unseren Augen und kann experimentell nachgeahmt werden durch Impfung des pflanzlichen Ausgangsmaterials mit Pilzen, zum Teil auch mit Bakterien in Weckgläsern. Die zweite Phase kann im Vorgang nicht mehr beobachtet werden. Oft hat sie sich vor sehr langen Zeiten abgespielt, oft auch mag sie in langen Zeiten ganz allmählich vor sich gegangen sein unter Einfluß von Triebkräften, auf deren Wesen wir nur aus der Art des Vorkommens der Kohlen in der Natur Schlüsse ziehen können. Experimente können diesen Prozeß nicht wirklich nachahmen, aber ihn teilweise in abgekürzter Form wiederholen und damit den Vorgang in der Erde verständlicher machen. Er entspricht dem niedrigsten Grade der Metamorphose in der Gesteinskunde.

Die Inkohlung ist mit einem Volumschwund verbunden, der auch Setzung genannt wird. Die Mächtigkeit der Torflager schwindet auf dem Wege zur Weichbraunkohle etwa auf die Hälfte, zur Steinkohle auf ein Viertel der ursprünglichen.

##### Der biochemische Prozeß der Vertorfung

Oben wurde schon erwähnt, daß die abgestorbene Pflanze bei behindertem Luftzutritt unter Einwirkung einer Mikroflora einem Vergärungsprozeß unterliegt, an dem Bakterien, die diesen ähnlichen Actinomyceten und Pilze teilnehmen, wobei die verschiedenen pflanzlichen Baustoffe mehr oder weniger schnell zerstört werden. So wird auch die Zellulose leicht angegriffen, wenn auch nicht immer und völlig abgebaut. Lignin schützt die Zellen vor Zerstörung. Darum hält sich Holz länger als Kräuter. Kork ist noch schwerer zersetzlich, Harze und Wachs gar nicht. Protobitumina, wie Blütenstaub, Sporen, Kutikulareste u. a. bleiben in Form und stofflich erhalten. Wasserlösliche Humus-säuren oder ihre Salze bilden sich, ferner sogenannte Humusbegleitstoffe (Fulvosäuren). Es tritt eine Verflüssigung und Erweichung der Pflanzenmassen ein. Die Buche vertorft leichter als die Fichte, diese leichter als die Eiche und diese früher als die Kiefer. Damit hängt es zusammen, daß am Rande z. B. der Böhmis-chen Braunkohlenbecken ein xylitreicher Saum anzutreffen ist.

Mit dem Alter des Torfs, also mit der Tiefe unter der Oberfläche, nimmt der Grad der Zersetzung zu. Oben liegt ein Rasentorf, dessen pflanzliche Bestandteile noch gut erkennbar sind und durch sie ein faseriges Gefüge erhält. Unten liegt ein Specktorf, in dem nur die schwerst zerstörbaren Teile, namentlich auch erweichte Hölzer und wenig Fasern liegen. Viel ist in dem Specktorf schon struk-turlos geworden. Wohl erhalten sind Pollen, Sporen und gewisse Hölzer. Humus-säure durchtränkt das Ganze und in Linsen und Nestern ist Dopplerit, ein kol-loidales Humussalz, eingelagert. Wandert beispielsweise eine Düne über den Torf, so wird er komprimiert, weil ein Teil des Wassers ausgequetscht wird. Im trockenen Zustand hat Specktorf und vor allem Dopplerit muscheligen Bruch.

In edleren Kohlen sind die pflanzlichen Strukturen mehr verwischt, so daß die Annahme naheliegend ist, daß reiferer Torf edlere Kohle liefert. Weil in dik-keren Torflagern unten Specktorf liegt, sollte man annehmen, daß oft auch in Kohlenflözen zweierlei Kohle anzutreffen ist, oben weniger, unten stärker zersetzt und humifiziert. In Wirklichkeit sind nur wenige solche Fälle bekannt. Hart



bei Gloggnitz in Niederösterreich hat in der Oberbank des Flözes Weichbraunkohle mit braunem Xylit, unten eine Glanzkohle. Der Unterschied in der Analyse ist allerdings minimal. Ein anderes Beispiel ist der Ellyschacht bei Seestadt im Böhmisches Braunkohlenrevier, wo der obere Teil des mächtigen Flözes eine Mattbraunkohle gleicher Art wie in der weiteren Umgebung ist, der untere Teil hingegen eine Glanzbraunkohle. Die Grenze zwischen beiden Kohlenarten ist eine recht scharfe, pyritreiche Zone. In Neusattel ist der Unterteil des Flözes ebenfalls eine glänzendere Kohle als der Oberteil mit allmählichem Übergang.

Die Mikroflora, welche die Vertorfung bewirkt, ist großteils *anaerob*, d. h. sie lebt unter Abschluß von Luft, indem sie den für ihr Leben notwendigen Sauerstoff der organischen Substanz entzieht und diese damit reduziert. W. FUCHS hat gezeigt, daß auch hydrolytische Vorgänge bei der biochemischen Zersetzung eine große Rolle spielen. Aber auch aerobische Mikroorganismen wirken bei der Vertorfung mit und, da sie den Wasserstoff oxydieren, erzielen auch sie eine Kohlenstoffanreicherung. Nach J. M. SCHOPF haben diese begleitenden aerobischen Zersetzungs Vorgänge in den tertiären Braunkohlenmooren eine größere Verbreitung gehabt als in den carbonen Steinkohlenmooren.

In irgendeinem Zustande, mehr oder weniger vorgeschritten, wird die Ver-  
torfung unterbrochen, sei es weil fließendes Wasser seine Sedimente auflagert, sei es, daß infolge Bodensenkung tieferes Wasser den Torf überschwemmt und seine Sedimente sich über dem Torf aufbauen. Es tritt Kompression und Entwässerung des Torfs ein, die biologischen Zersetzungs Vorgänge werden unterbrochen. Es beginnt der geochemische Inkohlungsprozeß.

### Der geochemische Teil des Inkohlungsvorganges.

#### Die Bestimmung des Inkohlungsgrades

Der eigentliche Reifegrad der Kohle (rank of coal) wird durch den geochemischen Teil des Inkohlungsvorganges bedingt. Eine grobe Einteilung der Reifegrade geben die in einem früheren Kapitel geschilderten Merkmale der verschiedenen *Kohlenarten*. In vielen Fällen können wir unsere Schlußfolgerungen auf die geologischen Ursachen der geochemischen Inkohlung nur von der Kenntnis der Kohlenarten und ihrer räumlichen und stratigraphischen Beziehungen untereinander ableiten. Mannigfach sind die Versuche, den Inkohlungsgrad schärfer und quantitativ zu bestimmen.

Bei Braunkohlen hat sich der *Gehalt an gebundenem Wasser* als brauchbares Merkmal erwiesen. In der Kölner Weichbraunkohle nimmt nach SCHMITZ und in australischer Weichbraunkohle nach EDWARDS der Wassergehalt um 3% pro 100 m Tiefe ab, in der Hartbraunkohle von Borneo beträgt die Abnahme 1% pro 100 m, was zur Aufstellung der SCHÜRMANN'schen Regel führte. In ober-schlesischer Steinkohle fanden R. u. M. TEICHMÜLLER eine Übereinstimmung der Abnahme des Wassergehaltes des Vitrits mit dem zunehmenden Reifegrad. F. M. TROTTER hat eine fast regelmäßige Abnahme des Wassergehaltes von rund 10% auf 2% in einer 1000 m mächtigen Flözserie bei Manchester festgestellt; erst im tiefsten Teil der durchbohrten Serie war die Abnahme verlangsamt.

Der *Gehalt an flüchtigen Bestandteilen* ist in Europa der übliche Maßstab des Inkohlungsgrades. Wir hatten erwähnt, daß die kohlenpetrographischen Gefügebestandteile, die auf die pflanzliche Ausgangssubstanz zurückgehen, einen unterschiedlichen Gehalt an flüchtigen Bestandteilen haben: Durit mehr, Fusit wenig. Um Variationen durch die verschiedene kohlenpetrographische Zusammensetzung der Flöze auszuschalten, hat man seit einem ersten Versuch von W. PETRASCHECK an Ostrauer Kohlen sich heute gewöhnt, die Bestimmung an isolierten

Glanzkohlenstreifen, also an Vitrit, vorzunehmen. In Amerika wird vielfach der zu den flüchtigen Bestandteilen gegenläufige Wert, nämlich *der Gehalt an fixem Kohlenstoff* als Inkohlungsmaßstab verwendet. Eine Steinkohle ist also umso reifer, je weniger flüchtige Bestandteile oder je mehr fixen Kohlenstoff sie enthält.

Auch der C-Gehalt der Elementaranalyse oder das Brennstoffverhältnis C/H wird bisweilen als Gradmesser verwendet.

Exaktere Werte werden neuerdings aus der Untersuchung der physikalischen und chemischen Feinstruktur der Kohle gewonnen. Bei unreifen Kohlen nimmt die Porengröße mit zunehmender Inkohlung ab. *Der exakteste Maßstab ist aber nach VAN KREVELEN, KARWEIL u. a. der mit der Inkohlung zunehmende Anteil an aromatisch gebundenem Kohlenstoff.* Die H- und O-haltigen Querverbindungen entweichen als flüchtige Bestandteile. Hand in Hand damit geht eine zunehmend schichtige Anordnung der Großmoleküle (Micellen), die allmählich zu Bereichen eines echten Graphitgitters überleitet. TH. MACKOWSKY hat an steirischen Graphiten, die aus Kohlenflözen hervorgegangen sind, erkannt, daß auch dort noch nicht die ganze Substanz aus kristallographisch definiertem Graphit besteht.

Da aber diese Feinstrukturuntersuchungen mehr theoretisch als praktisch vorgenommen werden, stützen wir uns auch heute zumeist auf die Arten der Braunkohlen und auf die Mengen flüchtiger Bestandteile im Vitrit der Steinkohlen. *Um die Inkohlung mit den geologischen Verhältnissen in eine anschauliche Beziehung setzen zu können, zeichnet man Karten und Profile, welche die Kohlen gleichen Inkohlungsgrades durch Linien verbinden. Diese Linien nennt man Isovolen.*

### Die Ursachen der Inkohlung

Verschiedene Faktoren werden für die Inkohlung verantwortlich gemacht: Die Zeit, weil ältere Kohlen oft reifer sind als jüngere; die Temperatur, weil in der Nähe magmatischer Gesteine die Kohlen oft veredelt sind und weil der Inkohlungsgrad mit der Tiefe, also mit der Erdwärme steigt; der Belastungsdruck, weil dieser in gleicher Weise mit der Tiefenreifung steigt; der tektonische Druck, weil gefaltete Kohlen oft reifer sind als gleichalterige ungefaltete; schließlich auch fazielle Verhältnisse des Ablagerungsraumes. Für alle diese Regeln gibt es Ausnahmen.

Die Schwierigkeit und Umstrittenheit der Erkenntnis der Inkohlungsursachen liegt darin, daß sehr selten möglich ist, bei Vergleichen nur einen dieser Faktoren veränderlich, die anderen aber konstant zu sehen.

### Der Einfluß der Zeit

Einst glaubte man, daß vorwiegend das Alter die Kohle reifer werden lasse. Sind doch in der Tat fast alle paläozoischen und mesozoischen Kohlen Steinkohlen, die meisten tertiären Kohlen Braunkohlen. Aber bald wurden überzeugende Gegenbeispiele bekannt: die untercarbonische Weichbraunkohle von Moskau, die mitteltertiäre Steinkohle des Zsitales in Siebenbürgen, der alttertiäre Anthrazit der Diablerts in den Westalpen u. a. m. Die Verteilung der verschiedenen Reife-klassen der Kohle auf die Zeittafel der geologischen Formationen zeigt Abb. 179 nach einer Zusammenstellung von W. PETRASCHECK.

Wegen dieser Gegenbeispiele suchte man mit Recht andere Ursachen für die Inkohlung und erklärte die Häufigkeit der Beziehung zwischen Kohlenreife und Alter damit, daß die älteren Kohlen im Laufe der Zeit eben meist mehr Gelegenheit hatten, dem Einfluß der Versenkung, der vulkanischen Erwärmung oder der Gebirgsbildung zu unterliegen. Auf Grund des tieferen Verständnisses des Chemismus der Inkohlung räumt man heute der Zeit wieder einen primären

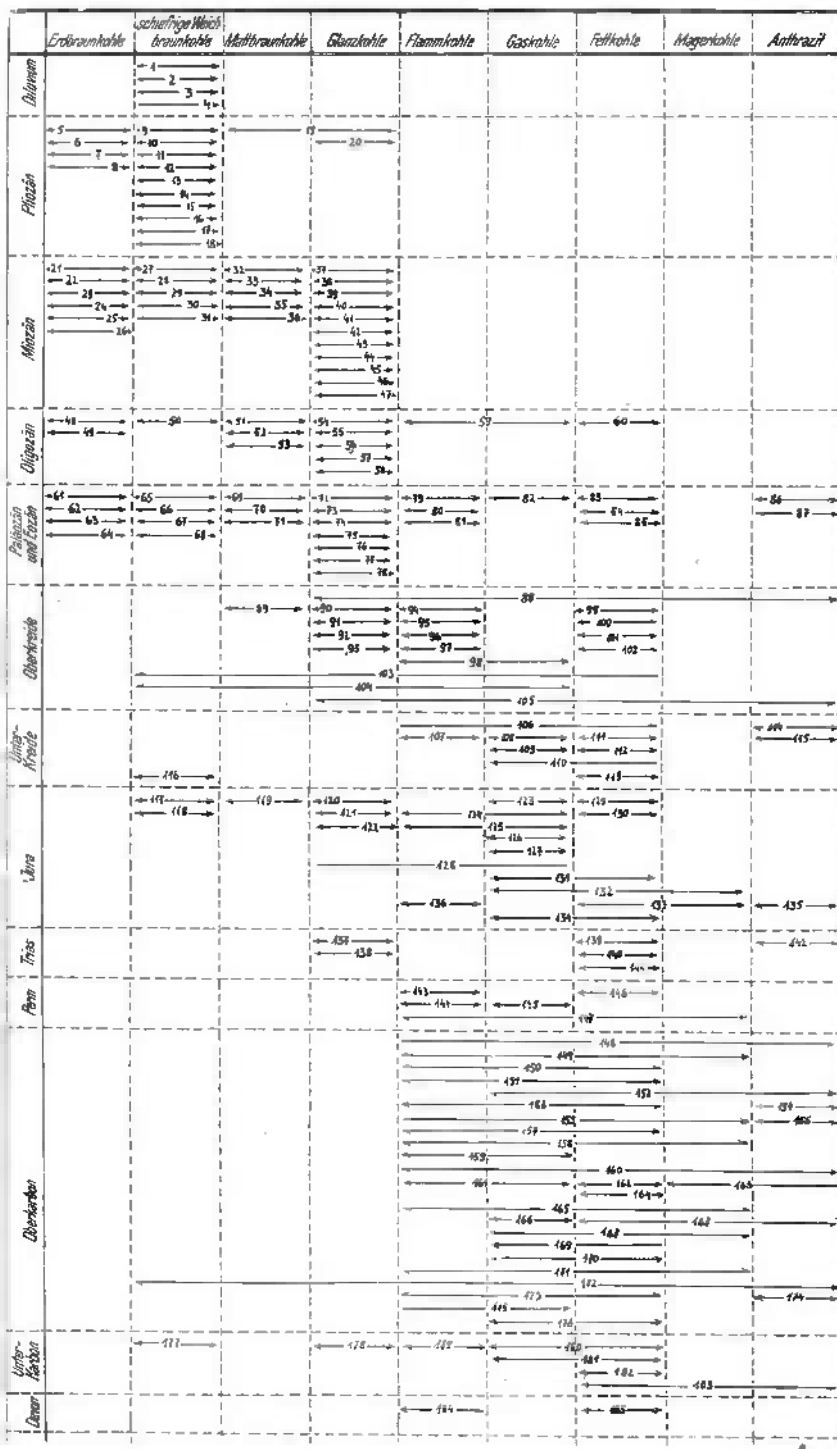


Abb. 179. Die Kohlenqualität der bekanntesten Kohlengebiete der Erde dem Alter nach geordnet zeigt, daß meist, aber nicht immer, mit dem zunehmenden Alter der Rang der Kohle steigt. (Nach W. PETRASCHECK.)

## Tabellarische Übersicht bekannter Kohlenvorkommen

1. Schladming, Steiermark
2. Imberg und Großweil, Oberbayern
3. Hopfgarten, Tirol
4. Dürnten und Uznach, Schweiz
5. Oderbezirk, Preußen
6. Posen, Polen
7. Becken von Sofia
8. Morwell, Australien
9. Hausruck, Oberösterreich
10. Kostolac, Serbien
11. Sinj usw. Dalmatien
12. Wöllan, Slowenien
13. Zagorien und Ivanec, Kroatien
14. Zillingsdorf, Niederösterreich
15. Tuzla, Bosnien
16. Göding, Mähren
17. Dambowitza u. Prahowa-Distrikt, Rumänien
18. Toscana, Italien
19. Palembang, Indien
20. Pernik, Bulgarien
21. Lausitzer Bezirk, Preußen u. Sachsen
22. Schlesischer Bezirk
23. Bitterfelder Bezirk
24. Oberpfalz
25. Egerer Becken, Böhmen
26. Budweiser Revier
27. Westerwald, Deutschland
28. Falkenau, Böhmen, Antoni Kohle
29. Köflacher Revier u. Obersteiermark Österreich
30. Borsoder Revier, Ungarn
31. Neuseeland
32. Brüx-Tepplitzer Revier, Böhmen
33. Lavanttal, Kärnten
34. Senski rudnik, Serbien
35. Borsoder Revier, Ungarn
36. Neuseeland
37. Ossegg, Böhmen
38. Wieser Revier u. Inneralpine Becken, Österreich
39. Beletinec, Golubovec, Kroatien
40. Rohitsch, Slowenien
41. Aleksinac, Serbien
42. Brennberg, Ungarn
43. Mte. Diablo, Californien
44. Salgo Tarjan, Ungarn
45. Toscana, Italien
46. Tumbes, Peru
47. Zenica etc. Bosnien
48. Bowey, England
49. Niederrhein (Ville)
50. Gottschee, Slowenien
51. Trifail und Johannestal, Slowenien
52. Vrđnik, Kroatien
53. Durance (Bouche de Rhone), Frankreich
54. Siveric, Dalmatien
55. Falkenau (Josefi Fl.), Böhmen
56. Tüffer, Slowenien
57. Oberbayern
58. Uzunköprü und Keshan, Türkei
59. Zsiltal in Siebenbürgen
60. Gonobitz und Schega, Slowenien
61. Messel bei Darmstadt
62. Hallesches Revier
63. Zeitz-Weißenfels-Altenburger Revier
64. Helmstedt-Magdeburger Revier
65. Hoyt, Texas
66. Wilton und Sentinental Field, N.-Dakota
67. Montana, USA
68. Britisch Kolumbien, Canada
69. Hoyt, Texas
70. Bull Mountain Field, Montana
71. Rockdale, Texas
72. Häring, Tirol
73. Gutarling, Kärnten
74. Gran-Tatabaya, Ungarn
75. Degeagatsch, Griechenland
76. Hiorthafen, Spitzbergen
77. Big Horn Basin, Wyoming
78. Ombilin Feld, Sumatra
79. Green Harbour u. Adventbay, Spitzbergen
80. Renton (Seattle), Washington
81. Pulu Land, Borneo (Oranje Nassau Kohle)
82. Kingsbay, Spitzbergen
83. Arsa Kohle, Istrien
84. Hedgehogberg, Spitzbergen
85. Majevisa, Bosnien
86. Sufili, Thrazien
87. Diablerets, Schweiz
88. Uinta Region u. Crestad Butte (z. T.) Utah
89. Buller River, Neuseeland
90. Niederschlesien
91. Boskowitz, Mähren
92. Denver Basin, Colorado
94. Gosau d. Ostalpen
95. Ajka, Ungarn
96. Yampa Field, Colorado
97. Masatch Mtn. Utah
98. Neuseeland
99. Boljevac, Serbien
100. Balkangebirge, Bulgarien
101. Trinidad, Colorado
102. Yampa Field, Colorado
103. Nord Dakota
104. Alberta und Saskatchewan, Canada
105. Yampa Field (Wyoming u. Colorado)
106. Wealdenkohle, Hannover
107. Adventbay, Spitzbergen
108. Kap. Boheman, Spitzbergen
109. Yatunhuasi, Peru
110. Britisch Columbien, Canada
111. Conoepata u. Oyon, Peru
112. Alberta, Canada
113. Vancouver, Canada
114. Rio Chicama, Peru
115. Gueon, Canada
116. Onakawa, Ontario
117. Celjabinsk (Orenburger Gouv.), Rußland
118. Transbaikalien, Sibirien

- |   |   |
|---|---|
| 119. Sabartinski (Irkutsk), Sibirien  | 151. Niederschlesisch-böhmisches Becken |
| 120. Brom, Schottland   | 152. Süd-Wales                          |
| 121. Liaskohle, Württemberg   | 153. Staffordshire                      |
| 122. Ost-Ural   | 154. Zentralalpen Rhonetal, Schweiz     |
| 123. Grestener Schichten, Österreich  | 155. Yorkshire und Lancashire           |
| 124. Kutais u. Kuban Bezirk, Kaukasus   | 156. Velebit, Kroatien                  |
| 125. Turkestan  | 157. Durham und Northumberland          |
| 126. Elbrusgebirge  | 158. Cumberland                         |
| 127. Zeiden u. Rosenau, Siebenbürgen  | 159. Schottland                         |
| 128. Irkutsk, Sibirien  | 160. Asturien, Spanien                  |
| 129. Resita, Rumänien   | 161. Pilsen und Kladno-Rakonitz, Böhmen |
| 130. Fünfkirchen, Ungarn  | 162. Szekul, Rumänien                   |
| 131. Amurgebiet, Ostsibirien  | 163. Shansi, China Mandschurei          |
| 132. Szechuan, China  | 164. Rossitz, Mähren                    |
| 133. Wladiwostok, Sibirien  | 165. Saint Etienne, Frankreich          |
| 134. Queensland, Australien   | 166. Commentry, Frankreich              |
| 135. Chili, China   | 167. Schantung, China                   |
| 136. Shansi, China  | 168. Alais, Frankreich                  |
| 137. Lettenkohle, Württemberg u. Franken  | 169. Heraklea, Kleinasien               |
| 138. Zawiercze, Polen   | 170. Kirgisensteppe                     |
| 139. Lunzer Kohlen, Österreich  | 171. Kusnezsk, Sibirien                 |
| 140. Richmond, Virginia   | 172. Donez-Revier, Rußland              |
| 141. Sta. Clara, Mexiko   | 173. Appalachisches Becken, USA         |
| 142. Oberlaibach u. Orle, Slovenien   | 174. Pennsylvanien                      |
| 143. Döhlen, Sachsen  | 175. Innere Becken, USA                 |
| 144. Kongostaat   | 176. Neu-Schottland                     |
| 145. Brasilien  | 177. Moskauer Becken                    |
| 146. Norilsk, Sibirien  | 178. Pyramidenberg, Spitzbergen         |
| 147. Natal, Süd-Afrika  | 179. West-Ural                          |
| 148. Nordfranzösisch-belgisch-niederländisch-rheinisch-westfälisches Kohlenbecken | 180. Northumberland                     |
| 149. Oberschlesisches Kohlenbecken  | 181. Schottland                         |
| 150. Saarrevier und Lothringen  | 182. Cumberland                         |
|   | 183. Ost-Ural                           |
|   | 184. Nord-Timan                         |
|   | 185. Bäreninsel                         |

Einfluß ein (W. FRANCIS, J. KARWEIL). Die Inkohlung ist ein exothermer Prozeß, der, einmal in Gang gebracht, selbständig langsam weiter verläuft. Temperaturerhöhung beschleunigt diesen Prozeß. Darum ist die carbonische Kohle von Moskau eine Braunkohle geblieben, weil sie wegen ihrer sehr geringen Überlagerung nie wesentlich erwärmt wurde. Alle diejenigen Kohlen aber, die längere Zeit der mit der Tiefe zunehmenden Erdwärme ausgesetzt waren, sind entsprechend gereift.

Die Wirkung des Zeitfaktors läßt sich an den *Kohlengeröllen* studieren, welche sich bisweilen im unmittelbaren Hangenden von Flözen finden, die bald nach ihrer Ablagerung durch fließendes Wasser erodiert wurden. Diese Kohlengerölle haben heute denselben Inkohlungsgrad wie die Flöze darunter. Sie haben aber diese Reife gleichlaufend mit dem Flöz erreicht. Eindrücke von Sandkörnern des umgebenden Sandsteins in der Kohle ließen vermuten, daß die Geröllkohle damals noch weich war. Ob die Brocken eckig und klüftig oder gerundet sind, hängt nach W. PETRASCHECK davon ab, ob sie als trockene oder als feuchte Weichbraunkohle eingeschwemmt wurden.

### Der Einfluß der Temperatur

Die veredelnde Wirkung der Wärme ist am wenigsten umstritten, ist sie doch durch die thermische Metamorphose der Kohle am Kontakt mit Eruptivgesteinen vielfach augenfällig belegt. Dabei ist der Reifezustand der Ausgangskohle ohne Bedeutung für das Endprodukt, wohl aber ist dieses von der Ent-

fernung vom Kontakt abhängig. Die bei der *Kontaktmetamorphose* erzielten Temperaturen sind nur ausnahmsweise bekannt. Nach CLEGG ließ sich durch die differential-thermische Untersuchung einer Kohle am Kontakt eines Peridotitganges in Illinois ermitteln, daß die Kohle auf 600 Grad C erhitzt war. Die folgenden von W. PETRASCHECK zusammengestellten Beispiele beschränken sich auf kontaktveredelte Kohlen, welche abgebaut werden (Abb. 180).

Gangförmige Durchbrüche kennt man aus Braun- und Steinkohlenflözen in *Indonesien*. ZWIERZYCKI zeigte, wie an solchen Kontakten Glanzbraunkohle



Abb. 180. Beispiele kontaktmetamorphosierter Kohlen. Die Übersicht zeigt, daß der Zustand des Ausgangsmaterials nicht maßgeblich ist für jenen des Endproduktes. (Nach W. PETRASCHECK.)

aus Weichbraunkohle entsteht, ohne daß das Nebengestein der Kohle Umwandlungen erkennen läßt. Gleiches ist in Böhmen der Fall. Die Kohle ist reagibler als der Ton. Die Breite der Kontaktzone hängt bei Durchbrüchen von der Breite des Eruptivgesteines ab. Bei den Gängen in Südafrika und auch in Schottland gilt als Regel, daß die intensive Umwandlung der Kohle etwa halb so weit reicht, als der Gang mächtig ist. Die Regel hat nur beschränkte Gültigkeit. Immerhin sind solche Durchbrüche für den Bergmann sehr oft ohne wirtschaftliche Bedeutung. Schlotartige Durchbrüche haben schon größere Veredlungszonen gebracht. Anders ist es, wenn Intrusionen als Lagergänge (Sills) oder Lakkolithen vorliegen. Hierbei werden große Flächen veredelt. Ein solches Beispiel ist Handlowa in der Slowakei, woselbst außer Andesitdurchbrüchen ein ausgebreiteter

Lagergang unter der Kohle vorhanden ist, wodurch diese auf einer an 20 Quadratkilometer großen Fläche in Glanzbraunkohle umgewandelt wurde, während ein weit größeres angrenzendes Gebiet stückige Weichbraunkohle geblieben ist. Etwa 20 m unter dem 2–8 m mächtigen Kohlenflöz wurde der Sill erschlossen, die Tone und Tuffe dazwischen sind unten kontaktmetamorphosiert und hart.

Der Whin Sill, ein zersetzter Basalt, hat einige Meilen Durchmesser und ein großes Kontaktfeld erzeugt. Über dem Corcobade Lakkolithen in Columbien

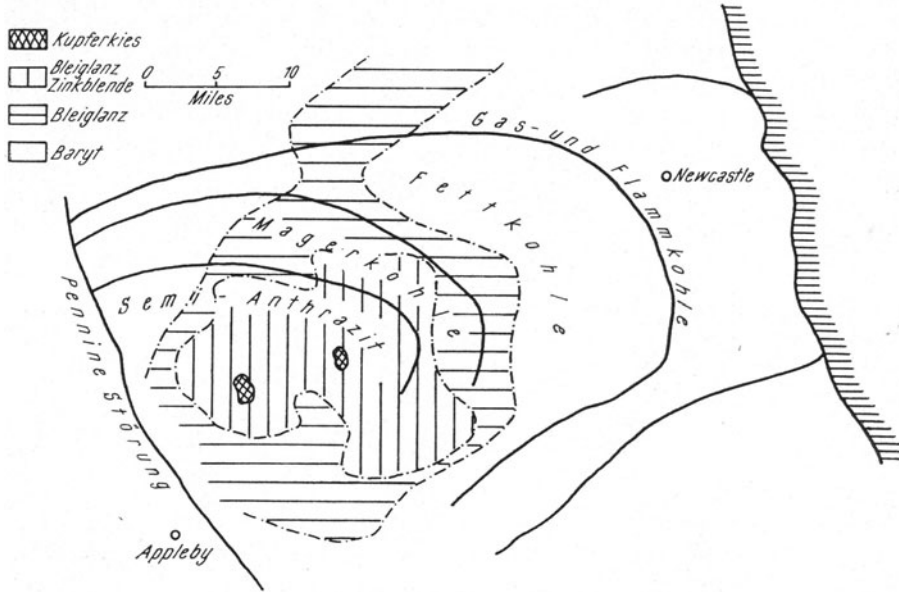


Abb. 181. Übereinstimmung von Inkohlungs- und Erz- zonen im Alston-Block.  
(Nach F. M. TROTTER.)

entstand nach REICHENBACH Anthrazit. Unter ihm nimmt der Gehalt an flüchtigen Bestandteilen wieder zu. Lagergänge ließen dort, wie auch im Bassin von Norilsk (Westsibirien) Anthrazitflöze entstehen.

Oft ist unmittelbar am Kontakt ein Saum von Koks vorhanden, der meist nur einige Zentimeter breit ist. Immerhin haben die Gruben von Komlo in Ungarn in der Liassteinkohle Millionen von Tonnen Naturkoks zur Verfügung.

Bemerkenswert ist, daß Kohlen, die im Koksofen nicht kokbar sind, in verschiedenen Fällen einen festen, stengeligen Naturkoks geliefert haben, bei Kladno liegt neben einem 50 cm breiten Basaltgang 15 cm breiter Koks. Die Ursache ist, daß unter den Druckverhältnissen in der Erde Bitumen schmilzt, statt wie im Koksofen abzudestillieren, was auch die Analysen an den flüchtigen Bestandteilen zeigen. Zumindest wurde die Destillation verzögert.

Der Naturkoks sowohl wie die kontaktveredelte Kohle haben meist einen höheren Aschengehalt als die unveränderte Kohle. Eine nicht unbeträchtliche prozentuelle Erhöhung der Asche tritt ein durch Verringerung an Wasser und flüchtigen Bestandteilen. Darüber hinaus ist aber oft eine Mineralzufuhr feststellbar, teils Karbonate, teils auch Kieselsäure. Nicht selten ist das Eruptivgestein an der Kohle stark zersetzt und hat Mineralstoffe abgegeben. Auch das Gegenteil kommt vor, Verlust an Aschensubstanz infolge Auslaugung nach der Intrusion.

Aufschlußreich sind Untersuchungen von E. C. DAPPLES am Anthrazit von

Crested Butte (Colorado), der in gefalteten Schichten durch einen jungtertiären Quarzmonzonit Lakkolithen mit Gängen und sills entstanden ist. Die Harze der Kohle fehlen im Clarit und es scheint, daß anorganische Stoffe ihre Hohlräume einnehmen.

Sowohl in Crested Butte Feld wie auch bei anderen kontaktmetamorphen Kohlen kann man Spuren des abgeschwelten Bitumes in Klüften der umgebenden Kohle und Gesteine antreffen.

Hypothetisch sind schon die Fälle einer *regionalen thermischen Metamorphose* durch vermutete tiefsitzende Intrusivmassen. Ein interessant begründetes Beispiel ist das des Alston-Blockes in Nordengland nach F. M. TROTTER (Abb. 181): Die jungpaläozoische Vererzung dieses Gebietes läßt eine zonare Verteilung der

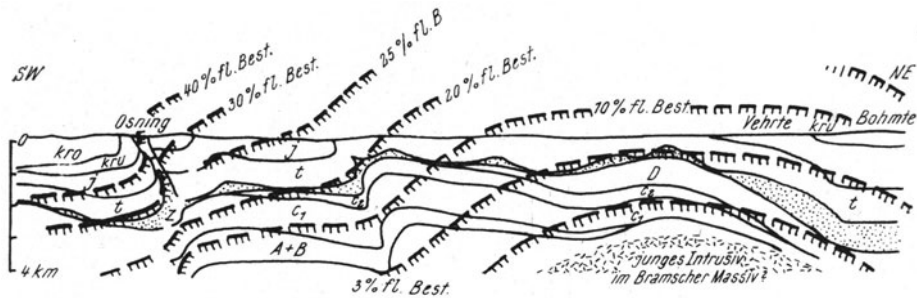


Abb. 182. Inkohlungsprofil um das Bramscher Massiv. (Nach R. TEICHMÜLLER.) A, B, C, D Stufen des Westfal, t Trias, j Jura, Kr Kreide.

Lagerstätten erkennen, die von Kupferkies-Fluorit über Bleiglanz-Zinkblende-Fluorit zu Bleiglanz-Baryt eine von innen nach außen abnehmende Temperatur anzeigt. Der Erzbringer dürfte eine in der Tiefe verborgene Granitmasse sein, für welche M. H. BOTT und D. MASON-SMITH überzeugende Indizien durch ein Schwereminimum gefunden haben. Konform um dieses magmatische Zentrum verlaufen die Inkohlungszone. Es ist also der Bereich, welcher auf Grund der hydrothermalen Vererzung einen erhöhten Temperatureinfluß erkennen läßt, zugleich auch der Bereich der am weitesten fortgeschrittenen Inkohlung.

Ähnlich scheinen die Inkohlungsverhältnisse der obercarbonischen und unterkretazischen Kohlen nach R. TEICHMÜLLER im östlichen Westfalen deutbar zu sein. Eine postkretazische magmatische Intrusivmasse, das Bramscher Massiv, dessen Existenz aus magnetischen und gravimetrischen Anomalien und aus einer schwachen, in die Kreide hineinsetzenden Vererzung erschlossen wird, deckt sich mit den Inkohlungszone und erklärt insbesondere auch die anthrazitische Beschaffenheit der hochobercarbonischen Kohle von Piesberg (Abb. 182).

Es spricht manches dafür, daß auch die steirischen Graphitflöze, die aus obercarbonischen Kohlen hervorgegangen sind, ihre Beschaffenheit der thermischen Wirkung bei der alpidischen Granitisierung der angrenzenden Zentralalpenbereiche verdanken.

Als Hauptursache der Inkohlung wird von vielen Autoren die *normale Erdwärme*, erkennbar an der geothermischen Tiefenstufe, angesehen. Die Zunahme der Erdwärme mit der Tiefe gilt als die Erklärung für die Abnahme des Wassergehaltes der Braunkohlen und die Abnahme der flüchtigen Bestandteile mit der Tiefe. Bei 3000–5000 m Überlagerung sind daraus Temperaturen von 120 bis 170° C zu erschließen. Chemiker, z. B. W. FUCHS haben wesentlich höhere Temperaturen für die Steinkohlenbildung gefordert. Da aber manche Harze sich bei



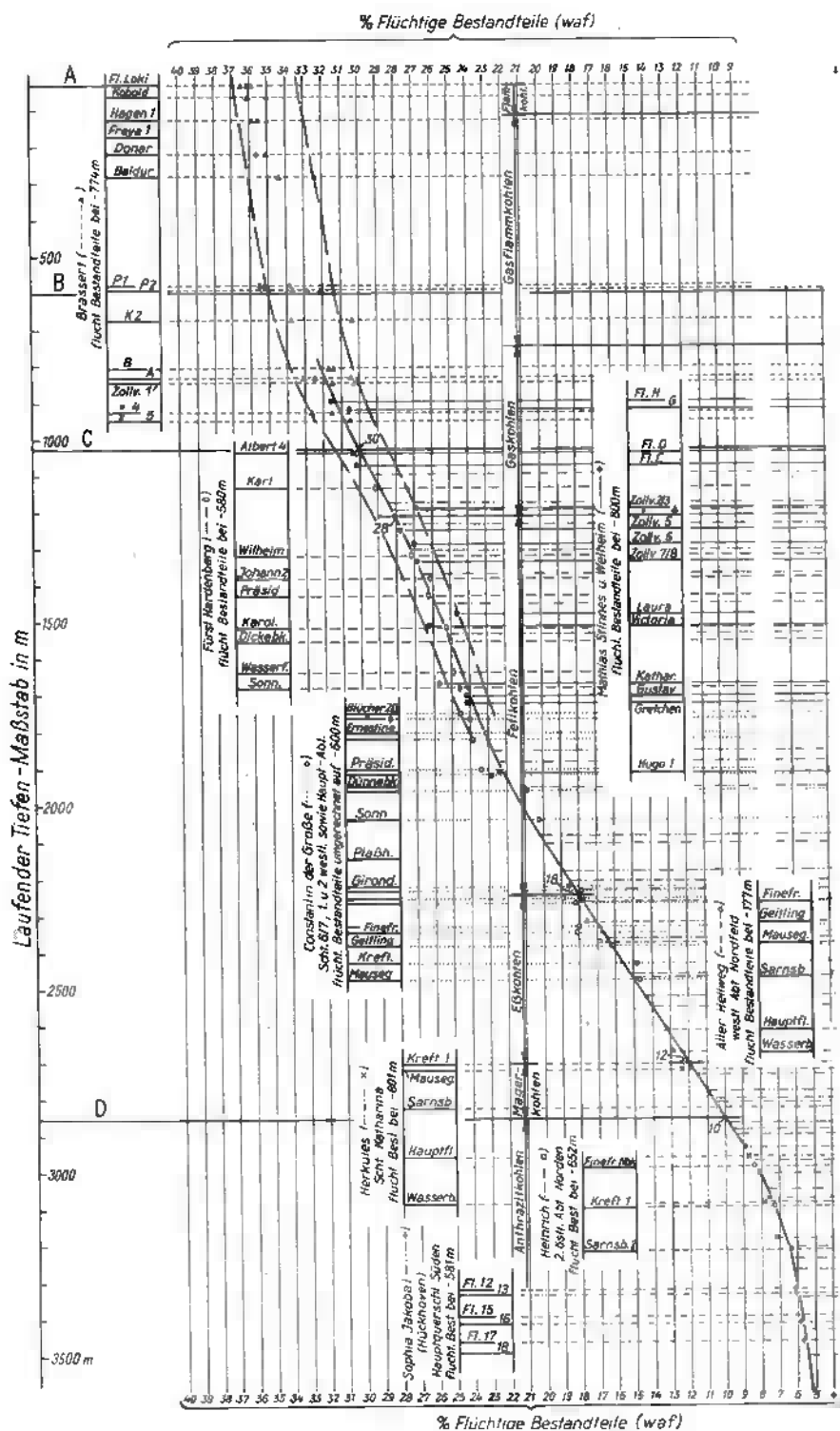


Abb. 183. Zusammenhang zwischen stratigraphischer Tiefe und Inkohlungsgrad des Vitrits der Ruhrkohlenflöze. (Nach K. PATTEISKY.)

150—200° verfärben und auch Sporen und Pollen bei Temperaturen über 200° mikroskopisch erkennbare Schädigungen erleiden, kann die Inkohlungstemperatur nur selten den Bereich um 170° C überschritten haben.

### Der Einfluß der Überlagerung

Die zunehmende Reife der Kohle mit der Tiefenlage ist eine alt bekannte Erscheinung, auf die wir schon mehrfach hingewiesen haben. Sie findet im Ruhrgebiet ihren sinnfälligen Ausdruck in der früheren Bezeichnung der Schichten von oben nach unten: Flammkohlschichten-Gaskohlschichten-Fettkohlschichten-Eßkohlschichten-Magerkohlschichten. Die Regel von der Abnahme des Wassergehaltes der Braunkohlen ist die *Schürmann'sche Regel*, die von der Abnahme der flüchtigen Bestandteile der Steinkohlen mit der *stratigraphischen Tiefe* ist die *Hilt'sche Regel*.

Mannigfache Ausnahmen und Unregelmäßigkeiten der Hilt'schen Regel wurden bereinigt, seit man sich auf Vitritanalysen bezog. Abb. 183 zeigt die Tiefen-Inkohlungskurve der Ruhrkohlenflöze nach PATTEISKY. Die Kurve hat den für die meisten Steinkohlenreviere typischen Verlauf; Vorerst lineare Abnahme der flüchtigen Bestandteile, in großer Tiefe bei sehr mageren Kohlen verlangsamte Abnahme.

Im Durchschnitt hat die Abnahme der flüchtigen Bestandteile pro 100 m Tiefenzunahme — diese Zunahme bezogen auf die ursprünglich horizontale Schichtserie, also auf die stratigraphische Tiefe — in einigen Steinkohlenrevieren folgende Werte: Ruhrgebiet 1,4%, Aachener Revier 2% bei den Fettkohlen, 1% bei den Magerkohlen, Belgien 1,4%, South Wales 1,6%, Oberschlesien 1,4%.

Ebenso ist vielfach eine Abnahme der flüchtigen Bestandteile in einem und demselben Flöz erkennbar, wenn dieses steil geneigt in große Tiefe verfolgbar ist: Flöz Kreftenscher hat auf der Schachtanlage Dahlhauser Tiefbau in — 200 m Tiefe 13,4%, in — 340 m Tiefe 12,7%, in — 500 m Tiefe 11,7% und in — 650 m Tiefe 11,2%. Analoge Änderungen zeigen nach PATTEISKY die begleitenden Flöze. Man spricht hier von der Abnahme der flüchtigen Bestandteile mit der *vertikalen Teufe*; sie beträgt meist weniger als die mit der stratigraphischen Teufe 0,3—0,8% pro 100 m. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die Kohlen durch die Überlagerung schon vorinkohlt waren, und darum nach der späteren Steilstellung reaktionsträger waren. Recht stark ist dagegen die vertikale Teufeninkohlung im Waldenburger Revier (K. HOENE) und im Revier von Zonguldak, Türkei (W. E. PETRASCHECK).

Die Hilt'sche Regel scheint in manchen Revieren nicht oder nicht unbeschränkt zu gelten. Lange hat man dies vom Waldenburger (Valbrych) in Niederschlesien behauptet; doch hat K. HOENE gezeigt, daß sie nur durch lokale Einflüsse von Porphyrdurchbrüchen, tektonischen Störungen und vertikalen Teufenunterschieden teilweise verschleiert wird; bemerkenswert ist dabei die Feststellung gewesen, daß die Teufeninkohlungs Zunahme im Revier von Süden nach Norden abnimmt. Überhaupt keine Beziehungen zwischen Tiefe und flüchtigen Bestandteilen zeigen nach F. M. TROTTER zwei Tiefbohrungen bei Manchester, welche rund 20 Flöze in einem Vertikalabstand von 1000 m durchstoßen haben.

Tabelle S. 303 gibt nach W. PETRASCHECK die Beziehungen zwischen Kohlenart, Deckgebirgsmächtigkeit und Alter in verschiedenen, vorwiegend alpinen und südosteuropäischen Revieren wieder. Sie läßt leicht erkennen, daß die Verhältnisse der Reviere untereinander nicht schematisch vergleichbar sind. Eine generelle Tiefen-Inkohlungskurve, wie sie E. SZADECKY-KARDOSS entworfen hat, begegnet zu vielen Abweichungen, auf die auch dieser Verfasser hingewiesen hat.

## Kohlenqualität und maximale Deckgebirgsmächtigkeit für verschiedene Kohlengebiete

Maxim. Deck- gebirgsdicke Meter	Flücht. Bestandt. der Reinkohle Wasser		Kohlenart	Alter	Vorkommen
50	50	58	Erdbraunkohle	Miocaen	Senftenberg, Pr. Sachsen
50	60	52	Erdbraunkohle	Eocaen	Halle/Saale
200	55	55	Erdbraunkohle	Miocaen	Regensburg
200	65	38	stück. Weichbrk.	Pliocaen	Hausruck, O.-Ö.
200	63	45	Erdbraunkohle	Miocaen	Eger, Böhmen
300	55	40	stück. Weichbrk.	Pliocaen	Ilz, Steiermark
300	65	43	stück. Weichbrk.	Pliocaen	Göding, Mähren
300	55	37	stück. Weichbrk.	Miocaen	Köflach, Steiermark
300	53	27	Mattbraunkohle	Miocaen	Lavanttal, Kärnten
300	54	30	stück. Weichbrk.	Miocaen	Aflenz, Steiermark
300	76	40	stück. Weichbrk.	Pliocaen	Lom, Bulgarien
400	40	9	Glanzbraunkohle	Miocaen	Leoben, Steiermark
500	55	27	Glanzbraunkohle	Miocaen	Statzendorf, N.-Ö.
500	52	62	Erdbraunkohle	Oligocaen	Brühl, Rheinland
500	49	47	stück. Weichbrk.	Miocaen	Varpalota, Ungarn
500	54	27	Mattbraunkohle	Miocaen	Sajotal, Ungarn
500	65	25	Glanzbraunkohle	Oligocaen	Reichenburg, Slowen.
600	55	28	Mattbraunkohle	Miocaen	Brüx, Böhmen
600	50	16	Glanzbraunkohle	Miocaen	Ossegg, Böhmen
600	42	24	Flammkohle	Karbon	Siersza, Polen
700	48	13	Glanzbraunkohle	Eocaen	Dorog, Ungarn
700	25	1	Fettkohle	Oberkreide	Rtanj, Serbien
800	13	6	Fettkohle	Wealden	Deister, Hannover
800	48	46	stück. Weichbrk.	Pliocaen	Konseina, Kroatien
800	37	6	Flammkohle	Rotlieg.	Döhlen, Sachsen
800	47	11	Glanzbraunkohle	Miocaen	Salgo Tarjan, Ungarn
900	55	14	Glanzbraunkohle	Eocaen	Guttaring, Kärnten
1000	42	15	Glanzbraunkohle	Miocaen	Brennberg, Ungarn
1000	57	40	stück. Weichbrk.	Pliocaen	Prahowa, Rumänien
1100	45	3	Flammkohle	Oligocaen	Zsiltal, Rumänien
1200	59	12	Glanzbraunkohle	Eocaen	Tatabanya, Ungarn
1400	35	8	Flammkohle	Karbon	Pilsen, Böhmen
1500	44	5	Flammkohle	Kreide	Grünbach, N.-Ö.
1500	37	10	Glanzbraunkohle	Miocaen	Fohnsdorf, Steiermark
1600			Glanzbraunkohle	Sarmat	Pragerhof, Slowenien
1700	60	23	Glanzbraunkohle	Oligocaen	Sagor, Slowenien
2000	46	6	Glanzbraunkohle	Eocaen	Häring, Tirol
2000	50	12	Glanzbraunkohle	Miocaen	Wies, Steiermark
2000	20	3	Fettkohle	Karbon	Rossitz, Mähren
2100	34	14	Flammkohle	Karbon	Kladno, Böhmen
2500	48	3	Fettkohle	Palaeocaen	Arsa, Istrien
2500	37	12	Flammkohle	Karbon	Dabrowa, Polen
2700	30	5	Fettkohle	Trias	Lunz, N.-Ö.
2800	36	3	Gaskohle	Karbon	Schwadowitz, Böhmen
3000			Anthrazit	Karbon	N.-Wales
3000	16	1	Magerkohle	Teriär	Neuseeland
3200	40	2	Flammkohle	Karbon	Saar
3300	34	4	Gaskohle	Karbon	Schatzlar, Böhmen
3300	6	1	Magerkohle	Karbon	Osnabrück
3400	52	10	Glanzbraunkohle	Oligocaen	Oberbayern
3600	5	3	Anthrazit	Karbon	Süd-Wales
4000	34	3	Gaskohle	Karbon	Ostrau
5600	25	2	Fettkohle	Karbon	Mähr. Ostrau
6800	16	1	Magerkohle	Karbon	Mähr. Ostrau
9000	8	1	Anthrazit	Karbon	Donetz

Umstritten sind die *Erklärungen der Hilt'schen Regel*. Floristische Unterschiede des Ausgangsmaterials, von X. STAINIER verantwortlich gemacht, können nie die Regelmäßigkeit der Änderung begründen. Dasselbe ist gegen die Heranziehung der biochemischen Zersetzungsbedingungen im Torfmoor nach W. FUCHS zu sagen. *Zwei Faktoren dagegen wachsen regelmäßig mit der Tiefe: Die Temperatur und der Belastungsdruck*. Es ist fast unmöglich zu erkennen, ob nur einer der

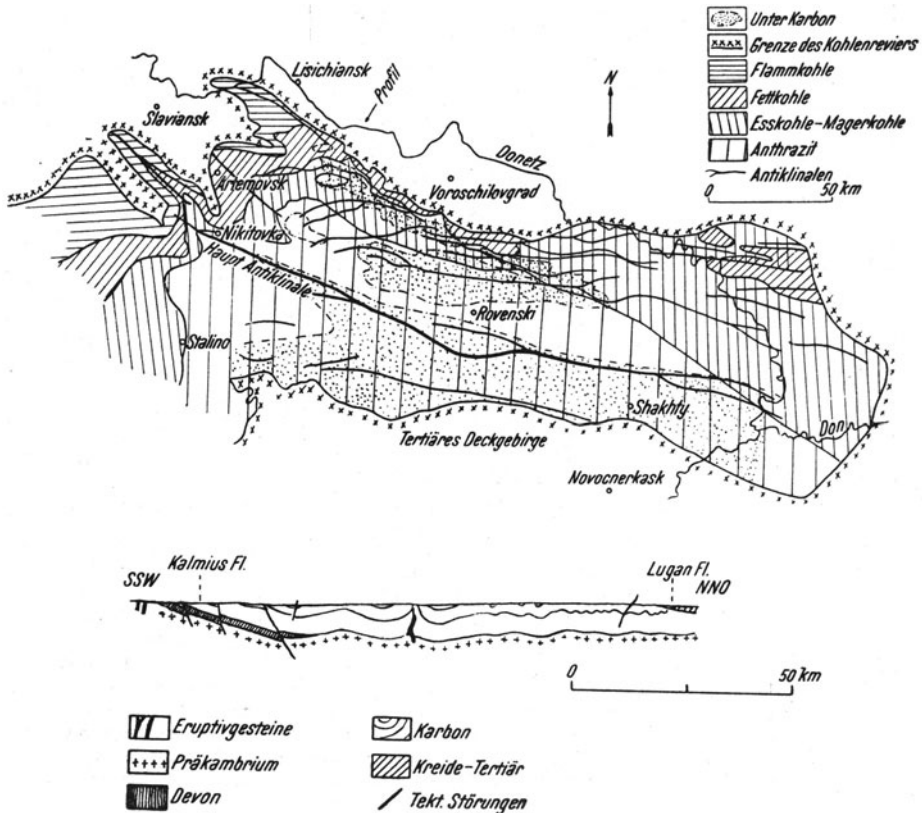


Abb. 184. Die Verteilung der Kohlenqualitäten im Donetsbassin ist abhängig von der tektonischen Lage. Aus Kongreßführer 1938.

beiden Faktoren gewirkt haben. Man kann nur sagen, daß der Belastungsdruck überall in der Welt den gleichen Gradienten der Zunahme hat, die Temperatur dagegen wegen der verschiedenen geothermischen Tiefenstufen nicht. In diesem Sinne spricht für einen Druckeinfluß die Tatsache, daß die Inkohlungszunahme im Kohlenfeld von Illinois bei einer anscheinend viel schwächeren Zunahme der Erdwärme von der gleichen Größenordnung ist, wie die in den europäischen Steinkohlenrevieren. Vergleichende Studien dazu auf breiter Basis stehen noch aus.

### Der Einfluß des tektonischen Druckes

An zahllosen Beispielen aus allen Teilen der Erde läßt sich zeigen, daß mit steigendem Gebirgsdruck die Veredlung der Kohle zunimmt. WILHELM PETRASCHECK hat aus Europa, D. WHITE aus Amerika viele Belege dafür angeführt. In ungestört und flach liegenden Schichten sind Kohlen immer niederwertiger, als dort, wo die gleichen Schichten in Falten gelegt wurden. Jene namurischen

Schichten, deren starke Falten bei Mährisch-Ostrau Fettkohlen und Gaskohlen enthalten, führen am flach ausstreichenden Ostrande des oberschlesischen Bassins nur Flammkohlen. Bis zu Anthrazit und Graphit sind die karbonischen Kohlenflöze in den Alpen metamorphosiert, während sogar die unterkarbone Kohle von Tula im ungefalteten Becken von Moskau eine Weichbraunkohle blieb. Anthrazit kennt man aus dem Eozän der Diablerets oder wenn, auch nur nesterförmig, aus steil lagernden Eozän-Sandsteinen des Rhodopegebirges, während das flach und wenig tief liegende Eozän Mitteldeutschlands nur Erdbraunkohlen führt. Der Lias der niederösterreichischen Voralpen liefert eine gute Gaskohle, der Lias von Württemberg etc. höchstens Glanzbraunkohle. Steinkohle hat der alpine Keuper, Glanzbraunkohle jener von Zawierze in Polen. Stückerige Weichbraunkohle hat das Sarmat der Grazer Bucht bei Wildon in flacher Lage; wo es aber am Südrande überkippt ist, führt es Glanzbraunkohle. Im Donezbecken enthält die zentrale Faltenachse Anthrazit, auf seinen Plateaurändern liegt unterkarbonische Braunkohle

(POGREBITZKY). In den Appalachen zeigt das Anthrazitgebiet die stärkste Faltung. In dem Maße wie gegen Westen die Faltung schwächer wird, stellt sich ein Übergang von Fettkohle in Flammkohle ein. In British Columbien, in Alberta und Saskatchewan, sowie in Norddakota liegen in den großen Ebenen kretazische Weichbraunkohlen, die vor dem Gebirgsrande in Glanzbraunkohlen übergehen und in den Falten der Rocky Mountains als Fett- und zum Teil Magerkohlen, sogar Anthrazit entwickelt sind (Abbildung 185). Das Wurmrevier mit seiner starken Zickzackfaltung hat in jüngeren Schichten magerere Kohle als die jenseits der Eifler-Überschiebung liegende regelmäßig gebaute Indemulde mit ihrer Flammkohle. Die Pressungszone vor der Überschiebung zeigt die Veredlung.

Die ungestörten eozänen Kohlen von Palana (Rajputana) sind Braunkohlen mit 47% flüchtigen Bestandteilen, die gleichaltrigen und gleichartig überlagerten, aber von der Himalaya-Faltung erfaßten Kohlen von Jamna (Kashmir) sind Steinkohlen mit 18–20% flüchtigen Bestandteilen.

Auch örtlich ist eine Inkohlungs Zunahme an bedeutenden Störungen festgestellt worden. So fanden R. und M. TEICHMÜLLER, daß dieselben Flöze unter der Sutanüberschiebung im Ruhrgebiet ärmer an flüchtigen Bestandteilen sind, als darüber (Abb. 186). Auch Unterschiede zwischen steilen und flachen Falten-schenkeln wurden beobachtet.

Nun wird aber ein Einfluß des Druckes auf den echten chemischen Inkohlungs-vorgang von vielen Autoren auf theoretischen Gründen bestritten. Es wird daher die Reibungswärme verantwortlich gemacht, ein Argument, welches bei der relativen Langsamkeit der Faltung sehr anfechtbar ist.

Die Veredlung von Braunkohlen durch die Tektonik ist weniger bestritten.

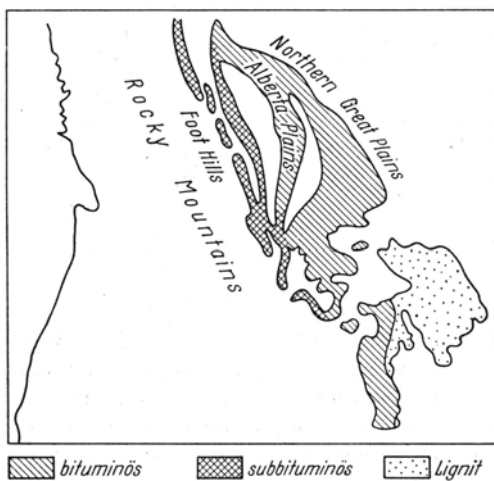


Abb. 185. Zunahme der Reife kretazisch-tertiärer Kohlen Canadas und der nördlichen USA in westlicher Richtung mit der Faltung.

Die schwach gefaltete Weichbraunkohle von Köflach am Rande der Grazer Bucht und die stark gefaltete Glanzbraunkohle von Leoben bei gleichem Alter und gleicher Überlagerungsmächtigkeit lassen nur eine tektonische Erklärung zu. Das gleiche gilt von Beispielen aus Australien nach A. B. EDWARDS. Aber die Braunkohlenveredlung wird nur als ein wasserentziehender und kolloidchemischer Vorgang angesehen, welcher mit der Steinkohlenreife nicht gleichartig ist. Die Diskussion über die tektonische Inkohlung geht in allen Ländern weiter.

### Nebeneinflüsse auf die Inkohlung

Die *Fazies* der unmittelbar über den Flözen liegenden Schichten ist nicht ohne Einfluß auf die Kohlenqualität. WILHELM PETRASCHECK hat dafür viele

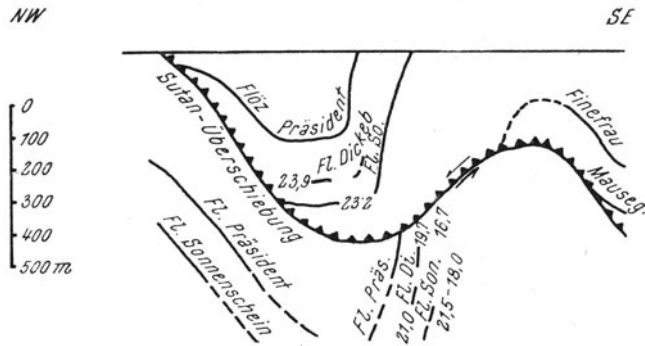


Abb. 186. Inkohlungszunahme an der Sutanüberschiebung. (Nach TEICHMÜLLER.)

Beispiele gebracht: Das Koksflöz in Mährisch-Ostrau liegt in einer Serie von Flammkohlen; es hat als einziges ein marines Hangendes. In Trifail (Trbolje) liegt Mattbraunkohle vor, wo das Hangende Süßwasserschichten sind, Glanzbraunkohle aber weiter im Osten bei marinem Hangendem. Die Kohle von Statzen-dorf in Niederösterreich ist bei geringmächtigem Deckgebirge und wenig gestörter Lagerung eine Glanzbraunkohle mit marinem Dach.

Bekannt ist seit langem, daß die *Metamorphose der Nebengesteine* mit der der Kohle gleich läuft. Je reifer die Kohle, umso härter und dichter ist das Nebengestein. Im Ruhrgebiet steigt das Raumgewicht der Sandsteine und Schiefertone in meßbarer Weise mit dem Reifegrad der Kohlen. Die steirischen Graphitflöze haben phyllitisches Nebengestein. In Rhode Island liegt Anthrazit mit 4% flüchtigen Bestandteilen in Chlorit-Serizitsandsteinen, Meta-Anthrazit mit 1,7–3% flüchtigen Bestandteilen in Chlorit-Biotitschiefern (A. W. QUINN und H. D. GLASS). Nur die Eruptivkontaktwirkung ist auf die Nebengesteine oft schwächer als auf die Kohle.

*Radioaktive Bestrahlung der Kohle* im Reaktor hat nach I. A. BREGER und R. A. FRIEDEL eine Polymerisation und Abnahme der flüchtigen Bestandteile um einige Prozent erwirkt. R. u. M. TEICHMÜLLER haben deutlich erhöhte Reflexion und damit Inkohlung als radioaktive Höfe um Mineraleinschlüsse von Buntsandsteinkohlen in Wrexen abgebildet. Im Allgemeinen aber ist über eine erhöhte Reife der früher erwähnten oft stark uranhaltigen Kohlen nichts bekannt geworden.

### Regionale Inkohlungsstudien

Um die vorgenannten mannigfachen Inkohlungsursachen in ihrer wahren Bedeutung zu erkennen und gegeneinander abzuwägen, muß die Gesamtheit der

geologischen Verhältnisse eines Revieres berücksichtigt werden. Will man z. B. einen tektonischen Einfluß erfassen, so müssen die Proben desselben Flözes vom weniger gefalteten, zum stärker gefalteten Bereich aus derselben vertikalen Tiefe entnommen werden. Es muß ferner untersucht werden, ob auch immer die gleiche Überlagerungsmächtigkeit vorlag. Dieser Umstand ist vielfach vernachlässigt worden und so sind stärker gefaltete Gebiete sehr oft auch Gebiete der größten Schichtmächtigkeit.

Ausgehend von Gefügeuntersuchungen an tektonisch beanspruchten Kohlen hat W. E. PETRASCHECK eine nachtektonische und eine vortektonische Inkohlung unterschieden (S. 280). Diese Begriffe wurden in regionalem Maßstab von R. und M. TEICHMÜLLER verwendet. Die Inkohlungskarten des Ruhrkarbons geben überzeugende Beispiele einer zur Hauptsache vortektonischen Inkohlung. Die Isoyolen verlaufen hier fast immer gleich wie die gefalteten Flöze, d. h. die Kohlen hatten ihren Reifegrad schon vor der Faltung erreicht. Anders liegen die Verhältnisse am Westrand des Oberschlesischen Beckens, wo dieselben Flözgruppen im stärker gefalteten Westteil reifer sind als im schwächer gefalteten Ostteil. Vorbildlich sind die regionalen kohlengeologischen Untersuchungen der westfälischen Bergwerkschaftskasse und des State Geological Survey of Illinois.



Abb. 187. Gleicher Verlauf von Isoyolen (Linien gleichen Inkohlungsgrades) und Flözen im Ruhr-carbon. (Nach TEICHMÜLLER.)

### Inkohlungsexperimente

Verschiedentlich hat man versucht, den Inkohlungsvorgang experimentell nachzuahmen. Grundlegend war der Versuch von BERGIUS, der Zellulose im Autoklaven auf 350° C erhitzte, wobei die freiwerdende Reaktionswärme durch Wasser aufgefangen wurde. Unter Abspaltung von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> entstand eine fettkohlenartige Substanz. Ähnliche Versuche wurden später von BERL und SCHMIDT auch bei geringeren Temperaturen (150–350°) durchgeführt. War somit die thermische Inkohlung nachgeahmt, blieben die Experimente zur Druckinkohlung widerspruchsvoller. Belastung von Braunkohlenpulver mit 10.000 kg/cm<sup>2</sup> hatte nur schwache Änderungen der Substanz zur Folge. Nach I. RAZUMOVA u. a. bewirkten Drucke von 20.000 kg/cm<sup>2</sup> eine röntgenographisch feststellbare Änderung der Feinstruktur und einen Abbau der Seitenketten in Gaskohlen. BREGER hat durch Beanspruchung von Lignit mit 1655 kg/cm<sup>2</sup> und bei 100° C den Methoxylgehalt um 0,5% reduziert. Diese Druckbeanspruchungen mit relativ geringem Effekt sind aber mehrfach höher als diejenigen, welche wir nach allen neueren Erkenntnissen für die Beanspruchung bei der Faltung annehmen (einige 100 kg/cm<sup>2</sup>). Es darf aber nicht übersehen werden, daß der Faktor Zeit, der gerade heute von den Gegnern der tektonischen Inkohlung als wesentlich eingeführt wurde, bei den Experimenten nicht zur Geltung kommt.

### Das Auftreten der Gase in der Kohle

Methan und Kohlensäure sind die Gase der Kohlenflöze. Sie können dem Bergmann gefährlich werden, u. zw. die Kohlensäure, weil sie Stickluft bildet, das Methan, weil sein Gemisch mit Luft schon in Mengen von 5,5% explosibel (Schlagwetter) ist. Wenngleich Kohlensäure beim Inkohlungsprozeß abgespalten wird, ist sie dort, wo sie in gefahrbringender Menge auftritt, immer in die Flöze eingewandert. *Stärkere Kohlensäure-Exhalationen und -Ausbrüche sind nur in*

*solchen Kohlengruben vorhanden, die benachbart zu kohlen säureführenden Bruchlinien und Spalten liegen.* Die Kohlensäure ist also vulkanischer Herkunft. Das Methan, als das beim Inkohlungsprozeß in größter Menge entbundene Gas, ist in allen Flözen anzutreffen, die entsprechende Reife aufweisen. Fehlt es örtlich, so ist es nur durch Diffusion an die Erdoberfläche entwichen. Es ist kein Unterschied in der Art des Auftretens der beiden Gase. Jedoch sind die unter 1. und 2. genannten Formen bei Kohlensäure unbedeutender und darum weniger beachtet worden.

Die Arten des Auftretens der Gase sind:

1. langsame Entgasung des Gebirges,
2. Bläser,
3. Gasausbrüche.

Auch Methan kann aus tiefer liegenden erdöl- oder erdgasführenden Schichten in die Kohle eingewandert sein. Methan kann bis zu einer Höchstmenge von 30 cbm pro to von Kohle adsorbiert werden. In höherem Grade gilt dies noch für Aethan und Propan. Sollten diese Kohlenwasserstoffe in den Gasen einer Kohlengrube nachweisbar sein, so ist Einwanderung aus Erdölgaslagern das wahrscheinlichere. Größere Gasmengen pro Tonne kommen aus Klüften und Poren.

Je nach der Reife enthalten die Kohlen steigend Mengen von Gasen, die durch Auskochen der zerkleinerten Kohle oder durch Mahlung in einer Vacuum-Kugelmühle ermittelt werden können. Die Menge von Kohlensäure ist klein und beschränkt sich auf Braunkohlen und Flammkohlen. Der auf gleiche Art ermittelbare Methangehalt von meist 3 oder 4 cbm pro to ist gar nicht ungewöhnlich und kann höher steigen. Infolgedessen sind Schlagwetterexplosionen in geschlossenen Lagerräumen frisch geförderter Kohle nicht unbekannt. Einschluß des Gases in kleinsten Hohlräumen und Klüften der Kohle kommt wohl auch in Betracht, mehr aber Adsorption und Lösung oder lockere chemische Bindung. Letztere sei anzunehmen, weil nach Versuchen von PETERS und WARNECKE Feinkohle, die bei 150 at mehrere Monate lang mit Methan gesättigt wurde, dieses viel schneller abgab, als natürliche Kohle.

Man hat z. B. an 2 m tief in den Kohlenstoß vorgetriebenen Bohrlöchern 42 atü gemessen, was aber sicher noch zu wenig ist, wie auch neuere Untersuchungen von BYLLOFF im Donbaß lehrten. Für freie Gase in der Erde wird mindestens die J. C. WHITESCHE Regel der Erdgasfelder gelten, daß der Druck dem hydrostatischen Druck der Tiefe mit Abweichungen von  $\pm 50\%$  entspricht. In der Tat kann man bei mit Wasser gefüllten Bohrlöchern aus 1000 m Tiefe Methanblasen aufsteigen sehen.

Die Betriebserfahrung zeigt, daß mit steigender Reife die Methanführung der Flöze zunimmt, in den Fettkohlen ein Maximum erreicht, um in den Magerkohlen wieder abzunehmen. Damit stimmen auch die Auskochversuche überein. Methan ist in Weichbraunkohlenflözen eine Seltenheit und in manchen Fällen (wenn nicht in allen?) auf eingewandertes Erdgas zurückzuführen. Feinste Vermahlung auf 1  $\mu$  in der Vacuum-Kugelmühle ergab bei allerdings wenigen Proben (PETERS und WARNECKE), daß Magerkohle und Anthrazit noch mehr Methan entwickeln als Fettkohle, woraus die Autoren nur auf festere Bindung der Gase schließen.

1. *Langsame Entgasung* des Gebirges: In Fettkohlenschichten entbindet nicht nur die Kohle Methan, es diffundiert auch aus dem Sandstein heraus, wie Proben gezeigt haben. Nach einer längeren Betriebspause ist der Methangehalt der ausziehenden Wetter der Gruben am kleinsten. In dem Maße, als die Gewinnungsarbeit in der Kohle anläuft, steigt der Methangehalt der Ausziehewetter. In alten Gruben ist das Gebirge stärker entgast. Die böhmischen Braunkohlenbergbaue



waren einst Schlagwettergruben. Heute ist Methan kaum mehr indizierbar. Bei schräg oder steil liegenden Flözen ist die Kohle nahe der Erdoberfläche bis auf 100 m und mehr Meter Tiefe entgast. Stark gestörte Flöze mit vielen Verdrückungen zeigen selbst in gasarmen Kohlen Schlagwetter schon bei 50 m untertags. Dieselben Flöze, die in Mährisch-Ostrau unter Tegelbedeckung Schlagwetter führen, sind in Oberschlesien auch in 400 m Tiefe aber ohne gasdichtes Deckgebirge schlagwetterfrei.

2. *Bläser*. Das sind Klüfte, aus denen Methan entweicht. An Spalten kann man mit der Hand den schwachen, kühlen Hauch des ausströmenden Gasse fühlen. Am sinnfälligsten erkennbar sind die Bläser in der Wassersaige an dem

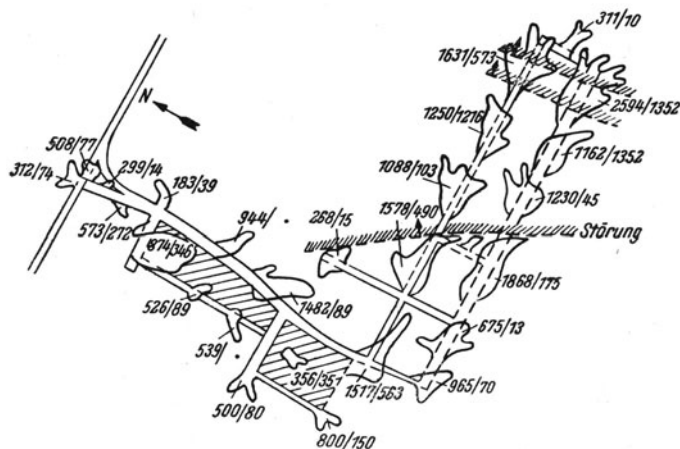


Abb. 188. Kohlensäure Ausbruchstellen in einem Flöz der Rubengrube bei Neurode, Schlesien. (Nach WERNE 1927.) Zahlen wie 183/33 bedeuten ausgeworfene Wagen Kohle bzw. Berge.

aufperlenden Gas. Da Klüfte sich in der Nähe von Verwerfungen häufen, sind Bläser oft Vorboten von Sprüngen. In dem an Schlagwettern reichen Karwiner Revier steht die Verbreitung der Bläser in enger Beziehung zur Bruchtektonik. Wird die Spalte auf einer tieferen Sohle angefahren, so versiegt der Bläser oben. Es gibt dort Bläser, die noch nach Jahren 30 bis 40.000 cbm pro Tag liefern. Bläser sind es, die vor allem die Schlagwetter der Karwiner Gruben liefern. Infolgedessen sank auch in 4–6 Wochen langen Betriebspausen der Methangehalt der Ausziehewetter nicht oder nur wenig unter die vorher normale Größe, während in den benachbarten Gruben von Mährisch-Ostrau, deren Gas aus der Entgasung der Abbaue kommt, ein starkes Absinken zu verzeichnen war. Starke Bläser werden mitunter abgefangen, um die Grubenluft nicht zu verseuchen. Eine nutzbringende Verwendung des ausziehenden Grubengases wurde bisher nicht gefunden.

3. *Gasausbrüche* führen zur Annahme von Gasnestern, deren hochgespanntes Gas bei Annäherung explosionsartig durchbricht und Hunderte von Tonnen zerstäubter Kohle in die Strecken und Abbaue schleudern kann. Einige der größten Bergwerkskatastrophen sind auf solche Ausbrüche zurückzuführen. Es gibt Gruben, wo Ausbrüche häufig und nacheinander auftreten. Kohlensäureausbrüche sind besonders gefährlich, weil sie große Teile der Grube mit Stickluft erfüllen. Im Bassin de Gard wurde beim Schachtteufen ein Kohlensäureausbruch ausgelöst, der den 322 m tiefen Schacht mit Feinkohle erfüllte, die Umgebung

meterhoch mit Kohlenstaub bedeckte und dessen Gas dann in solcher Menge hervorquoll, daß 200 m vom Schacht auf der Erdoberfläche die Luft unatembare war. Schwere Kohlensäureausbrüche hatte auch das Neuroder Revier in Niederschlesien, bei denen 150, einmal auch 300 Tote zu beklagen waren. Die Kohlensäure stammt offenbar aus einem jüngeren Verwerfungssystem, das an anderen Stellen des niederschlesischen Beckens Kohlensäurequellen speist. Von den die Flöze schneidenden Sprüngen wanderte  $\text{CO}_2$  in die Kohle, wobei auch Sandsteinbänke gasleitend waren. Methan- und Kohlensäureausbrüche treten in gleicher Art auf. Sie beschränken sich nicht nur auf Kohle, sind jedoch im Gestein viel seltener. Man kennt Kohlensäureausbrüche gleicher Art auch im Salz des Kalibergrubens im Werragebiet. Schon daraus kann man schließen, daß in dieser Form im Gestein eingeschlossene Gase bei Annäherung expandieren. Aus Bergbaugebieten verschiedenster Länder sind gewaltsame Methanausbrüche bekannt. Immer aber sind es stark gestörte Flöze mit mylonitisierter Kohle, welche zu

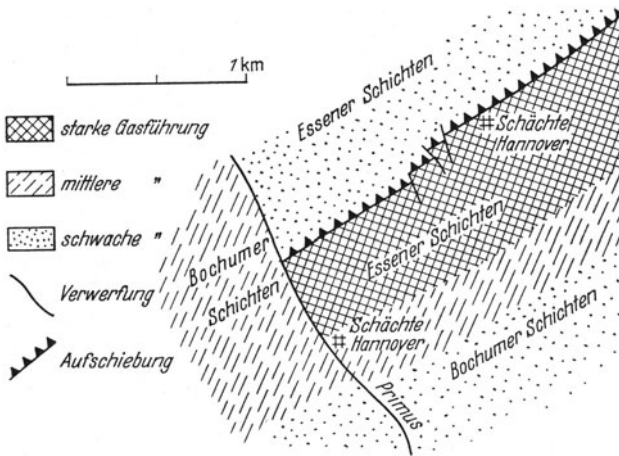


Abb. 189. Ausschnitt aus der Grubengaskarte der Westfälischen Bergwerkschaftskasse, Blatt Gelsenkirchen.

Ausbrüchen neigen. Oft sind es nur gewisse Flöze, die ausbruchsgefährlich sind. In Doman (Banat) hat beispielsweise das Flöz mit mürber Kohle die dreifache Zahl von Ausbrüchen geliefert, wie das andere Flöz mit fester Kohle. Die gefährlichen Zonen liegen unter Überschiebungen. Mit der Tiefe steigt die Ausbruchsgefahr. Die Kluftrichtungen in der Kohle sind von Einfluß, aber eigentliche Herde, die man anbohren und entgasen kann, sind nicht vorhanden. Bis 300 cbm

Methan pro cbm ausgeworfener Kohle wurden konstatiert. Die Plastizität der Kohle spielt eine Rolle. Im Donbaß sollen Ausbrüche in Flözen von mehr als 24% flüchtiger Bestandteile nicht vorkommen. SPACKELER zeigt, daß die Regelung des Abbaudruckes von großer Bedeutung ist und langsamer Vortrieb in langen und geraden Fronten günstig wirkt. Auch die Untersuchungen E. HOFFMANNs haben gezeigt, daß zusätzlicher Gebirgsdruck, also auch Abbaudruck die Ausgasung der Kohle steigert. Bohrlöcher entgasen nur die unmittelbare Umgebung.

Man beurteilt die Schlagwettergefährlichkeit einer Grube gewöhnlich nach der auf die Fördertonne Kohle bezogene Methanmenge, was ein nicht einwandfreier Vorgang ist. Das Karwiner Steinkohlenrevier gilt als das gasreichste in Europa. Es zeigt im Jahresdurchschnitt pro Fördertonne 30–60 cbm Methan, hatte zeitweilig sogar 100–190, das benachbarte Ostrauer Revier hat nur 1 bis 20 cbm, die Anthrazitgruben in Pennsylvanien etwa 10 cbm. Wenn der Methangehalt der Ausziehwitter bei fallendem Barometerstand größer ist, so ist das nicht auf die stärkere Entgasung der Kohle, sondern auf Gaslieferung aus oben geschlossenen Hohlräumen, vor allem aus solchen, die als Abbaufolge entstanden sind, in denen sich das Methan anzureichern pflegt, zurückzuführen.

Im Ruhrgebiet wurden deutliche Beziehungen zwischen Methanführung und Tektonik erkannt (K. PATTEISKY). Die einzelnen, durch Querstörungen voneinander getrennten Schollen haben meist unterschiedliche Gasführung. In der Liegendsscholle unterhalb der Überschiebungen (Wechsel) ist der Grubengasgehalt besonders hoch (Abb. 188).

Das Grubengas wandert auch aus der Kohle hinaus in das Nebengestein. Nach E. MITSURA hat das tertiäre Deckgebirge des oberschlesischen Steinkohlenbeckens besonders viel Methan über Aufwölbungen des flözführenden carbonischen Untergrundes.

## V. Anwendung der Kohlengeologie

### Die Identifizierung von Kohlenflözen

Bei der Ausrichtung von Sprüngen, beim Aufsuchen bestimmter Flöze, bei der Erschließung neuer Gruben oder bei der Wertbeurteilung von Kohlenfeldern ist es eine dem Bergmann in Revieren mit vielen Flözen oft vorliegende Aufgabe, Flöze zu identifizieren.

In einem mehrere Kilometer langen Stollen der Gleiwitzer Grube wurden rund 60 Flöze durchfahren. O. NIEMCZYK hatte durch eine sorgfältige Untersuchung der Schichtfolge gezeigt, daß es sich in Wirklichkeit nur um wenige Flöze handelt, die infolge einer intensiven Faltung und Schuppung sich wiederholten.

Alle Merkmale sind dabei heranzuziehen. Manchmal sticht ein Flöz von den übrigen immer durch seine Mächtigkeit ab, sonst aber ist diese veränderlich, ebenso die Gliederung des Flözes in Bänke. Bisweilen erlaubt die Folge der Flözbänke nach ihrer kohlenpetrographischen Zusammensetzung einen Vergleich.

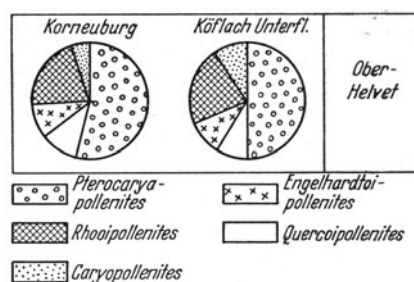


Abb. 190. Vergleich der Pollenverteilung in gleichalterigen Schichten bei Wien und im weststeirischen Kohlenrevier. (Nach W. KLAUS.)

Cannelkohlenbänke pflegen recht weit in einem Flöz anzuhalten.

Marines Hangendes ist ein Kennzeichen einzelner Flöze unter vielen anderen. Aber es ist zu beachten, daß marine Bänke sich auch teilen können, daß sie örtlich durch brackische, sogar durch Anthrocosia Bänke ersetzt werden können. Auch aus der Gegenwart ist durch LORENZ von der Adria erwähnt worden, daß an sumpfiger Küste die Fauna brackisch wird.

Die Fazies der Zwischenmittel ist veränderlich, aber dicke reine Sandsteinbänke, namentlich von größerem Korn, halten gerne weit an. Ebenso sind manchmal mächtige Schiefertonzonen weit anhaltend. In den paralischen Becken sind Konglomeratbänke gute Leitschichten, in den limnischen Becken sind sie als Deltaablagerungen nur von ganz lokaler Bedeutung. Es gibt Leitschichten, die sehr weit anhalten können. Das gilt besonders für vulkanische Tuffe und für marine Zwischenschichten. Marine Tone sind nach K. KREJCI-GRAF nicht nur durch Meeresfossilien, sondern auch durch einen Bor-Gehalt gekennzeichnet.

Sehr charakteristisch ist die Gruppierung der Flöze, die über ein ganzes Bassin verfolgbare sein kann. Gleiches gilt für Änderungen im Sedimentations-Rhythmus.

Die Hilt'sche Regel ist geeignet, auf die beiläufige Einstufung eines Flözes schließen zu lassen.

Der Fossilinhalt kann sehr wertvolle Anhalte liefern. Am vollkommensten

ist eine paläobotanische Feingliederung im Karbon, u. zw. vor allem im holländischen Karbon unter Führung von JONGMANNs durchgeführt worden. Je vollkommener die Durchforschung ist, umso mehr allerdings erweitert sich der Bereich des vereinzelt Vorkommens bestimmter Arten. Zonen und Flözgruppen können paläontologisch erfaßt werden. Die gleiche Folge der Farnarten gibt es trotz örtlicher floristischer Besonderheiten in den Kohlenrevieren der Ruhr, Niederschlesiens und Nordanatoliens. Sporen und Pollen, die auch aus der Kohle selbst herauspräpariert werden können, haben eine große Bedeutung für die stratigraphische Gleichstellung von Flözgruppen. In dem mächtigen Flöz des niderrheinischen Braunkohlenreviers ermöglichen die Pollen eine Untergliederung des Flözes und damit die Erkennung von Verwerfungen in demselben (U. REIN). Gewöhnlich ist es das Mengenverhältnis von Sporen- oder Pollenarten, das die stratigraphische Gleichstellung erlaubt (Abb. 190).

### Die Konstatierung von Kohle in Bohrlöchern

Das erste Anzeichen für die Erbohrung von Kohle gibt der Bohrfortschritt, der in Kohle immer weit größer ist als im Gestein, gleichgültig, ob rotierend oder mit dem Meißel gebohrt wird. In mäßigen Tiefen, wie 3—500 m bohrt man 10 cm Steinkohle in 2 eventuell 3 Min., Sandstein in 5—10 Min. und Schiefer noch etwas mehr. Gesteinsfestigkeit bedingen natürlich große Unterschiede, immer aber ist die Kohle mürber. Lediglich Glanzbraunkohlenflöze sind mitunter härter. Sobald dann auch die Spülung Kohle anzeigt, ist die Bohrung einzustellen, wofern man bereits 10 cm in Kohle gebohrt hat. Das wird konzidiert, um nicht bei jedem dünnen Schmitz das Konstatierungsverfahren anzuwenden.

Vor der Konstatierung soll mit dicht über der Sohle befindlichem Werkzeug die Spülung rein laufen. Gleichgültig, ob mit der Krone oder mit dem Meißel gebohrt wird, werden mit der Uhr immer je 10 cm abgebohrt, der Zeitaufwand notiert, dann läßt man die Spülung ohne zu bohren laufen, bis sie wieder rein kommt, ehe man die nächsten 10 cm abbohrt. Auf diese Art kann man abschnittsweise im Schmand die entsprechenden Kohlenproben abfangen. Fühlt der Schlüsselführer, daß das Liegende angebohrt wurde oder zeigt dies der Fortschritt an, so wird auch vorerst eingestellt und rein gespült, um die Kohle noch tunlichst rein auszuspülen.

Dieser Vorgang wird auch bei Kernbohrungen eingehalten. Es ist ratsam, die Konstatierung mit leerem Kernrohr zu beginnen und sich nicht zu bemühen, das Kernrohr zu füllen, weil in der Kohle durch Abrieb Kernverluste entstehen, die ohne solche Vorsicht noch vergrößert werden.

Vom Liegenden der Kohle ist ein Kern zu ziehen, was zur Erkennung von Betrügereien wichtig sein kann. Die Konstatierung ist nicht dem Bohrapersonal allein zu überlassen. Wo auf Bohrlochfunde Felder verliehen werden, ist die Bergbehörde beizuziehen.

Sehr nützlich ist die Verwendung von Instrumenten, welche den Bohrfortschritt registrieren (JAHRs Stratigraph). Der Bohraparat soll über jede Änderung im Fortschritt Auskunft geben. Das Vorhandensein einer solchen Apparatur allein erhöht die Aufmerksamkeit des Personals. Auch Schlumberger-Messungen (vgl. S. 346) sind bei Braunkohlen, wie bei Steinkohlen nützlich und haben z. B. in Belgien und im Revier von Krakau Flöze feststellen lassen, die bei den Bohrsproben nicht in Erscheinung getreten waren. Allerdings ist der elektrische Widerstand der einzelnen Kohlenarten im Vergleich zu dem Nebengestein verschieden. Feuchte Weichbraunkohlen haben ebenso wie Anthrazite einen geringen Widerstand, Glanzbraunkohlen und Gaskohlen einen hohen.

Die für Analysen zu verwendenden Kohlenkerne (oder auch Schmandproben) sind baldmöglichst in luftdicht schließende Blechbüchsen zu verpacken. Der Kern kann, sofern nötig, abgewaschen werden. Sobald alles sichtbare Wasser beseitigt ist, auch jenes Wasser, das bei Zusammendrücken der Kerne aus Klüften und Fugen austritt, abgetrocknet ist, ist der Kern auch zur Wasserbestimmung geeignet. Die Fehler, welche dabei entstehen, betragen nur 1–3%.

### Bauwürdigkeit und Vorratsschätzung

Viele technische und wirtschaftliche Einzelheiten beeinflussen die Bauwürdigkeit eines Flözes, so daß man diese keineswegs etwa in einfache Relation zu seiner Dicke stellen kann. Die Marktverhältnisse, Verkehrslage, Arbeiterfrage, Lohnniveau, Material- (z. B. Holz)beschaffung, Grundstückswert u. a., was mit der Lagerstätte gar nicht in Zusammenhang steht, kann von ausschlaggebender Bedeutung sein.

Reinheit des Flözes, wobei ein Mittel durchaus nicht immer von Nachteil sein muß, Beschaffenheit des Daches und der Sohle, Lagerungsverhältnisse, Schlagwetter- und Wasserführung der Grube sind einige bedeutungsvolle, geologische Faktoren, die neben der Qualität der Kohle eine Rolle spielen. Um mitteleuropäische Beispiele, die gewisse Andeutungen geben können, zu nennen, sei erwähnt, daß man bei Kokskohlen in Belgien 30 cm, in Mährisch-Ostrau 40 cm, noch abbaut, wobei die steilere Lage als günstig dazukommt. Im Karwiner Revier, dessen wirtschaftliche Lage jener von Ostrau gleich ist, galten 60 cm als durchschnittliche untere Grenze bei Gaskohlen. Im östlichsten Oberschlesien, bei den niederwertigen Flammkohlen, geht man kaum unter 1,2 m. Ein unreines Flöz von 1,7 wird dort nicht abgebaut. Auch bei stückigen Weichbraunkohlen sind 1,2 m und mehr erwünscht, während bei Glanzbraunkohlen 50 cm genommen werden. Daß während des ersten Weltkrieges 15 und 20 cm Glanzbraunkohle in Abbau genommen wurden, sind Krisenerscheinungen.

Die *Kohlenreserven* werden nach den auf Seite 159 behandelten Gesichtspunkten bestimmt. Dabei wird meist 1 cbm Kohle gleich 1 Tonne gesetzt, was wegen des höheren spezifischen Gewichtes der Kohle schon eine 20–30%ige Sicherheit gibt.

Auch erbohrte Reserven können als sicher gelten, wenn sie in einer Fläche liegen, die mindestens durch drei fündige Bohrungen umgrenzt ist. Dabei können für den zulässigen Maximalabstand der Bohrungen kaum allgemeine Richtlinien gegeben werden. Es hängt sehr von der Art und der Lagerung des Flözes ab. Ruhig liegende eingelagerte Flöze erlauben einen Abstand von 2–3 km, z. B. in Illinois. Grundflöze mit tauben Rücken oder örtlich ausgewaschene Flöze fordern einen viel geringeren Aufschlußabstand. Unangenehme Überraschungen durch Flözauswaschungen sind bei grobklastischem Hangendem immer in Rechnung zu stellen, besonders wenn Kohlenbrocken in Sandsteinen vorkommen.

Die Kubatur stark gestörter Flöze muß natürlich entsprechend der Schichtneigung bestimmt werden. Bei schwankenden Mächtigkeiten zeichnet man Kurven gleicher Flözdicke und planimetriert die so konstruierten einzelnen Scheiben.

Erfahrungen aus einem schon vorhandenen Bergbau erlauben eine verlässlichere Beurteilung als Pionierbohrungen im Neuland. Wegen der oft schwer bestimmbareren mittleren Flözmächtigkeit ist bisweilen das Kohlenausbringen pro Quadratmeter Flözfläche, gewonnen aus dem Quotienten einer jahrelangen Förderung und der abgebauten Fläche ein brauchbarer Anhalt für die Beurteilung neuer Teile des Flözes. Bei den sehr stark wechselnd verdrückten und verdickten Steinkohlenflözen des alpinen Typus kann überhaupt nur ein Bauwürdigkeitskoeffizient wie bei Erzgängen zur Prognose herangezogen werden.

### Die Kohlenvorräte der Erde und ihre Verteilung

Der nachstehende Vergleich der Länder und Erdteile leidet an der verschiedenartigen Vorratsklassifizierung und an der verschiedenen Bauwürdigkeit. Im großen geologischen Endbild ergibt sich, daß Europa, Asien und Nordamerika den größten Teil der Kohlenreserven enthalten. Die stabilen Schilde, besonders der große Gondwana-Kontinent der Südhalbkugel sind relativ kohlenarm.

Kohlenvorräte in Millionen Tonnen  
Daneben in Klammern die abbauwürdigen Vorräte

Länder und Erdteile	Steinkohle	(abbauw.)	Braunkohle	(abbauw.)
Deutschland B. R. ....	125,000	(70,000)	62,000	(62,000)
Deutschland D. D. R. ....	50	(50)	49,000	(49,000)
Frankreich ....	8,000	(5,700)	—	—
Niederlande ....	5,500	(5,000)	—	—
Italien ....	500	—	750	(750)
Großbritannien ....	174,000	(49,000)	—	—
Spanien ....	6,200	—	—	—
Österreich ....	3	(3)	300	(160)
Tschechoslowakei ....	6,000	(6,000)	12,000	(12,000)
Polen ....	96,000	(66,000)	970	(970)
Ungarn ....	470	(470)	1,600	(1,600)
Jugoslawien ....	100	(100)	12,000	(12,000)
Rumänien ....	1,700	(1,700)	1,100	(1,100)
Bulgarien ....	1 40	(140)	1,400	(1,400)
Europa insgesamt ohne Rußland ....	330,000	(215,000)	148,000	(130,000)
Sowjet-Union ....	947,000	(425,000)	300,000	?
Indien ....	3,000	—	500	—
China, Mandschurei ....	444,000	—	2,800	—
Japan ....	16,000	(6,700)	470	—
Asien insgesamt ohne UdSSR ....	548,000	(476,000)	8,400	(6,400)
Südafrika ....	68,000	—	—	—
Süd-Rhodesia ....	4,000	—	—	—
Afrika insgesamt ....	72,000	(21,000)	—	—
USA ....	1608,500	(700,000)	645,000	(541,000)
Canada ....	58,000	(38,000)	33,000	(18,000)
Amerika insgesamt ....	1671,000	(752,000)	705,000	(586,000)
Australien ....	13,600	—	41,600	(38,000)
Erde ....	3591,000	(1900,000)	1205,000	(775,000)

**Literatur**

- FRANCIS, W., Coal, Edward Arnold. London 1954.  
 FREUND, H., und Mitarbeiter, Handbuch der Mikroskopie in der Technik, II/1. „Kohle“, Umschau-Verlag, Frankfurt a. M. 1952.  
 FUCHS, W., Chemie der Kohle. Berlin 1931.  
 GOTHAN, W., „Kohle“ in Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, Band III. Stuttgart 1937.  
 GUNZ-REGUL, „Die Kohle“, Verlag Glückauf. Essen 1954.  
 JURASKY, K., Kohle, Sammlung Verständliche Wissenschaft, Verlag Springer. Berlin 1940.  
 KREVELEN, D. W. und J. SCHUYER, Coal Science. London 1957.  
 KUKUK, P., Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. Springer-Verlag. Berlin 1938.  
 LEHMANN, H., Leitfaden der Kohlengeologie. Wilhelm Knapp Verlag. Halle 1953.  
 PETRASCHECK, W., Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Kattowitz Verlag 1926—1929.  
 PETRASCHECK, W. E., Kohle, Sammlung Verständliche Wissenschaft. Heidelberg 1956.  
 PIETZSCH, K., Die Braunkohlen Deutschlands. Borntraeger Verlag. Berlin 1925.  
 POTONIÉ, H., Die Entstehung der Steinkohlen und Kaustobiolithe. Berlin 1910.  
 STACH, E., Lehrbuch der Kohlenmikroskopie. Verlag „Glückauf“. Essen 1949.  
 STUTZER, O., Kohle (in Lagerstätten der Nicht-Erze). Borntraeger-Verlag, 2. Auflage. Berlin 1923.  
 Das Niederrheinische Braunkohlenrevier. Sammelband. Krefeld 1958.

*Zusammenfassende Einzelabhandlungen*

- BREGER, I. A., The geochemistry of coal. Econ. Geology 53/7. 1958.  
 CADY, G. H., Coal Geology and Coal Industry, Econ. Geol. 53/5. 1958.  
 EDWARDS, A. B., Some effects of folding on the moisture content of brown coal. Proc. Austral. Inst. Min. Metall. N. S. Melbourne 1958.  
 FUCHS, W., Wesentliche Variable in der Systematik und in der Entstehung der Kohlen. Brennstoff-Chemie 34. Essen 1953.  
 HUCK, G. u. J. KARWEIL, Physikalisch-Chemische Probleme der Inkohlung. Brennstoff-Chemie 36. Essen 1955.  
 PETRASCHECK, W., Die Metamorphose der Kohle und ihr Einfluß auf die sichtbaren Bestandteile derselben. Sitzber. Öst. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., 156. Band. Wien 1947.  
 SKOK, W. I., Über die Stufen der Tiefenmetamorphose der Kohlenlager (russisch) izv. Ak. Nauk, geol. Ser. 6. Moskau 1954.  
 STAINIER, X., Les rapports entre la composition des charbons et leurs conditions de gisements. Ann. Soc. geol. Belg. 67. Liege 1943.  
 SZADECKY-KARDOSS, E., Gesteinsumwandlung und Kohlengesteine. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. I. Budapest 1952.  
 TEICHMÜLLER, M. und R., Die stoffliche und strukturelle Metamorphose der Kohle. Geol. Rundschau 42/2. Stuttgart 1954.  
 — Inkohlungsuntersuchungen und ihre Nutzanwendung. Geologie en Mijnbouw 1958.  
 — Inkohlungsfragen im Ruhrcarbon. Z. Deutsch. Geol. Ges. 99. 1949.  
 TROTTER, F. M., The genesis of High Rank Coals. Proc. Jorkshire Geol. Soc. 29/4. 1954.  
 — Die Kohlenwirtschaft der Erde in Zahlen, Essen 1958.  
 HAGEN W., Vorkommen von Kohle etc., Glückauf 1954.

**Beispiele von Schichtfolgen einiger Kohlenreviere***Saar Revier*

- Stefan C Obere Ottweiler Schichten, Breitenbacher Flöze, Sandstein und Schiefer  
           80 m mit 1 Flöz 0,25 m.  
       B Mittlere Ottweiler, Arkose und roter Schiefer, 1000 m, 2 Flöze, 1 m Kohle.  
       A Untere Ottweiler Göttelborner Zone, Leaia Bank Magerkohle, 400 m,  
           2 Flöze, 3,5 m Kohle.  
       Holzer Konglomerat.

*Diskordanz*

- Westfal C Obere Saarbrücker Sch. La Houve Zone.  
           Steinbechgruppe 500 m, 15 Flöze.  
           Obere Flammkohlengruppe, 400 m, 8 Flöze, 10 m Kohle.

- Untere Flammkohlengruppe, 280 m, 3 Flöze, 3 m Kohle.  
 Grenzschiebt Tonstein 2  
 Flözarmer Geisheckgruppe, 420 m, 3 Flöze, 3 m Kohle.
- Westfal C Untere Saarbrücker  
 Sulzbachergruppe, 580 m, 12 Flöze, 20 m Kohle (Fettkohle).  
 Rotheller Gruppe, 260 m, 2 Flöze, 2 m Kohle.
- Westfal B Flözleere Liegendschichten, mehr als 280 m.
- Ruhrgebiet (nach KUKUK u. OBERSTE BRINK)*
- Westfal D fehlt im Ruhrgebiet. Piesbergsschichten bei Osnabrück mit *Mixoneura ovata*.
- Westfal C Dorstener Schichten = Flammkohlschichten (stm 5)  
 obere, bis Flöz Hagen 289 m: 4 Flöz mit 40 m Kohle;  
 untere, bis marine Fauna über Flöz Aegir ca. 210 m:  
 4–8 Flöze mit 4,4–9,3 m Kohle.
- Westfal B Horster Schichten = Gasflammkohlschichten (stm 4)  
 obere 84–156 m: 0–5 Flöze mit 0,7–2,8 m Kohle;  
 untere 214–232 m: 5–8 Flöze mit 2,2–3,7 m Kohle.
- Essener Schichten = Gaskohlschichten (stm 3)  
 obere, bis Fl. Zollverein 1 = 138–207 m: 3–5 Flöze mit 3,5–7,7 m Kohle;  
 mittlere, bis Fl. Zollverein 9 = 99–151 m: 1–6 Flöze mit 1,8–6,7 m Kohle;  
 untere, bis marine Zone über Katharina Fl. = 118–160: 0–1 Flöz mit 0,6 m Kohle.
- Westfal A Bochumer Schichten = Fettkohlschichten (stm 2)  
 obere, bis Anthrapalaemon Schicht über Hugo = 92–178 m: 5–8 Flöze mit 4,6–6,8 m Kohle;  
 mittlere, bis Kongl. über Fl. Präsident = 199–249 m: 2–8 Flöze mit 2,4–7,7 m Kohle;  
 untere, bis marine Zone über Fl. Plaßhofbank = 244–298 m: 1–4 Flöze mit 0,8–4,6 m Kohle.
- Wittener Schichten = Eßkohlschichten (stm 1)  
 obere, bis kongl. Sandstein unter Flöz Finfrau = 218–234 m: 1–3 Flöze mit 0,6–2,5 m Kohle;  
 untere, bis marine Zone über Fl. Sarnsbank = 198–270 m: 4 Flöze mit 3,1–4 m Kohle.
- Namur C Sprockhöveler Schichten = Magerkohlschichten (stu 4)  
 obere, bis Konglom. über Fl. Hinnebecke = 253–298 m: 0–2 Flöze mit 0–2,5 m Kohle;  
 untere, bis liegendste Werksteinbank = 40 m: 2 Schmitze.
- Namur B Flözleeres.
- Namur A Hangende Alaunschiefer.

*Holland (nach JONGMANS u. A.)*

- Westfal C Jabeck Gruppe bis Petit Buisson = Aegir Niveau: 556 m, 4 Flöze mit 4 m Kohle;
- Westfal B Mauritz Gruppe bis zum Lingula/Domina Niveau: 400 m, 5 Flöze mit 4 m Kohle;  
 Hendrik Gruppe bis zum Lingula/Katharina Flöz = Poissonière-Niveau: 420 m, 14 Flöze mit 16 m Kohle.
- Westfal A Wilhelmine Gruppe bis zur marin. Zone von Wasserfall Flöz: 400 m, 10–15 Flöze mit 11 m Kohle, 2 marine Zonen.  
 Baarlogruppe bis zur marinen Zone von Sarnsbank Flöz: 450 m, 5 Flöze, 4,6 m Kohle, 7 marine Zonen
- Namur C Ubahgsberggruppe = Gastrioceras Zone: 200 m.
- Namur B Epengruppe = Reticuloceras Zone: 450 m mit 5 Flözen, 11 marine Zonen.
- Namur A Gulpengruppe = Homoceras Zone: 150 m, 6 marine Zonen.
- Dinant Kohlenkalk (Visé).

*Belgien (nach RENIER)*

- Westfal C Assise du Flénu = 1020 m, 68 Flöze mit 36 m Kohle, 1 Konglomerat,  
 Zone d'Hornu  
 Zone de Wasmes  
 Zone de Maurage.  
 Grenzschiebt: marines Niveau Petit Buisson = Aegir.



- Westfal B Assise de Charleroi =  $H_2b$ : 970 m mit 40 Flözen mit 26 m Kohle,  
1 marine Bank.  
Zone d'Eikenberg.  
Zone d'Asch.  
Grenzschrift marines Niveau Quaregon = Katharina.  
Zone de Genek.  
Zone de Beyne.
- Westfal A Assise de Chatelet =  $H_2a$ : 360 m, 4 Flöze mit 2 m Kohle, 1 marine Bank,  
1 Konglomerat.  
Zone de Beyne.  
Zone D'Oupeye.
- Namur Assise d'Andenne =  $H_1b + c$ : 200 m, 3 Flöze mit 1 m Kohle, 4 marine  
Bänke, 1 Konglomerat.  
Zone de Gilly.  
Zone de Baulet.  
Zone de Sippeneeken.  
Assise de Chokier =  $H_1a$ : 70 m, 2 Schmitze, 2 marine Bänke.  
Zone de Spy.  
Zone de Malonne.  
Zone de Bioul.

*Nordfrankreich* (nach PRUVOST und CORSIN)

- Westfal C Assise de Bruay  
Faisceau d'Eduard: 100 m, 5 Flöze.  
Faisceau de Dusouch: 400 m, 19 Flöze mit 22 m Kohle.  
Faisceau d'Ernestine: 288 m, 12 Flöze mit 9 m Kohle.  
Faisceau de 6 Sillons: 300 m, 12 Flöze mit 8 m Kohle.  
Grenzschrift marines Niveau Rimbert-Petit Buisson.
- Westfal B Assise d'Anzin: 300–500 m, 10 bauw. Flöze, 8 m Kohle.  
Faisceau de Pouilleuse.  
Faisceau de Meunière.  
Grenzschrift marines Niveau Poissonnière = Quaregnon.
- Westfal A Assise de Vicoigne: 300–800 m bis zu 20 bauw. Flöze, 17 m Kohle.  
Faisceau de Modeste.  
Faisceau d'Olympe.  
Grenze Sandstein und Konglomerat de Flines.
- Namur Assise de Flines 70 m flözleer.  
Assise de Bruille

*Oberschlesisches Bassin*

## Westteil (Ostrau-Karwiner Revier)

## Karwiner Schichten = Muldengruppe

- Westfal B Dombrovaer Zone = Orzescher Schichten, vom Hängenden bis zum Johann  
Flöz: 280 m mit 10 bauwürdigen Flözen zusammen ca. 8 m Kohle.
- Westfal A Suchauer Zone = Rudaer Schichten, vom Johann bis zum Flöz 16:  
450 m mit 20 bauw. Flözen, zusammen ca. 30 m Kohle.
- Namur Sattelflözzone vom Kasimir bis Prokop Flöz: 170 m mit 8 Flözen und  
17–26 m Kohle.  
Ostrauer Schichten = Randgruppe  
Obere Ostrauer Schichten:  
Oberstufe = Porubaer Schichten bis Mai Flöz: 700 m mit 15 Flözen  
12 m Kohle.  
Untere Stufe = Jaklowetzer Schichten bis Adolf Flöz: 500 m mit 12 Flö-  
zen und 18 m Kohle, 3 marine Zonen, eine Tonsteinbank.  
Untere Ostrauer Schichten:  
Oberstufe = Hruschauer Schichten: oben 200 m flözleer mit 2 mari-  
nen Zonen, dann bis zum Wetzstein 750 m mit 20 Flözen und 11 m  
Kohle, 3 marine Zonen.  
Unterstufe = Petershofener Schichten bis Liegendes Flöz: 770 m,  
22 Flöze mit 16 m Kohle, 6 marine Zonen.  
Hultschiner Schichten: 400 m flözleer.
- Liegend: Kulm (Unterkarbon).  
Ostteil (Kattowitz-Dabrovaer-Krakauer Revier)

Westfal C+D Libiazter Flöze = Chrzanover und Chelmer Schichten: 500 m, zirka 5 Flöze mit 12 m Kohle, Sandstein Mittel, auch Konglomerat.

Westfal B Nikolaier Schichten:

Lazisker Schichten, Jaworznoer = Sierschaer Flöze: 800—300 m mit 8 bauwürdigen Flözen mit 25—20 m Kohle. Tuffite in manchen Flözen Sandstein und Konglomeratmittel.

Orzescher Schichten von Niesieliska 3 Flöze bis Luise: 1000—0 (im Osten) mit bis 16 Flözen und bis 26 m Kohle.

Westfal A Rudaer Schichten: 300 m mit 9 Flözen und 17 m Kohle, im Osten auf Null abnehmend.

Namur Sattelflözzone: 70 m Sandstein, 2 oder 1 Flöz mit 12—20 m Kohle im Ost auf Null abnehmend.

Obere Ostrauer Schichten, Randgruppe: bis Kattowitz 520 m, 5 bauwürdige Flöze mit 4,5 m Kohle, 8 marinen Zonen, bei Niemce 400 m mit 7 Flözen mit 7 m Kohle.

Unteres Oberkarbon noch wenig durchforscht.

*Innerböhmische Steinkohlenreviere (Pilsen und Kladno-Rakonitz)*

Perm Lihner Schichten = obere rote Schichtengruppe: 370 m.

Stefan oberes Schlaner Schichten = obere graue Schichtengruppe: bis 250 m, 1 Flöz, 0,8 m Kohle (Kounowaer Flöz).

Stefan unt. u. Teinlitzer Schichten = untere rote Schichtengruppe: 200 m flözleer. mittleres

Pilsen-Kladnoer Schichten = untere graue Schichtengruppe: bis 500 m.

Westfal D Nürschaner Flözgruppe: bis 20 m mächtig.

1—2 Flöze mit 0,5—2 m Kohle.

Westfal C+B Radnitzer Flöz, Lubnaer Flöz: 1—10 m Kohle

Schleifsteinzone (Tuffite)

Grundflöz: 1—4 m Kohle.

*Mittelsudetische Mulde*

*Böhmen:*

Perm Rotliegendes

z. T. Diskordanz.

Stefan Radewenzer Schichten: 150 m, 5 Flöze, 2,7 m Kohle.

Stefan Hexenstein-Arkose: 1000 m, flözleer.

Stefan Schwadowitzer Schichten: 120 m, 2—4 Flöze, 2,5 m Kohle.

Stefan rote Schwadowitzer Schichten: flözleer, 250 m.

Westfal D Diskordanz.

Schatzlarer Schichten und zwar:

Westfal C Gneiskonglomerat, Eruptivdecken.

Westfal C Flöze von Zdarek.

Westfal B Flöze des Xaveri-Stollen.

Westfal A Hangendgruppe von Schatzlar: 500 m, 9 Flöze, 7 m Kohle.

Liegendgruppe von Schatzlar: 200 m, 7 Flöze, 6,5 m Kohle.

Namur fehlend.

Visé fehlend.

*Niederschlesien:*

Perm Rotliegendes

z. T. Diskordanz

Stefan Ottweiler Schichten, flözleer.

Westfal C Hangendzug: 500 m, 6 Flöze, 5 m Kohle.

Westfal A Liegendzug: 200 m, 8 Flöze, 15 m Kohle.

Weissteiner Schichten: 200 m, flözleer.

Diskordanz.

Namur Waldenburger Schichten: 250 m, 10 Flöze, 8 m Kohle.

Diskordanz

Visé Kulmgrauwacke und Konglomerat.

*Donetzrevier (nach JONGMANS, LEBEDEV, ZALESKI u. a.)*

Perm Kupfersandstein, 500—1000 m.

Araucariten-Sandstein, 700—1000 m.

Stefan Lugan  $C_3^2 + C_3^3$ : 120 m bis 6 Flöze mit 3 m Kohle.

Westfal C Krasny Kut  $C_3^1$ : 550 m bis 10 Flöze, 5,2 Kohle.

Westfal B Chrustalko-Rovenk  $C_2^5 + C_2^6$ : 700 m bis 23 Flöze, 12 m Kohle.

Westfal A	Kalmius $C_2^2 + C_2^3 + C_2^4$ : 3000 m bis 21 Flöze, 10 m Kohle.
Grenzzone	$C_2^1$ : 300 m, 1 Flöz (Beschovo), 0,4 m Kohle.
Namur	$C_1^4$ .
Visé	Kalk und Dolomit.

*Kusnezsk, Westsibirien (nach POLLAK, JONGMANS u. a.)*

Jura	Konglomerat-Serie, 650 m, 13 m Kohle.
Trias	Malczewskja-Serie, mehr als 70 m.
Perm	Koltschugino-Serie. Ina-Stufe (Eurunakowskaja) 3200 m, 70 m Kohle. Unga-Stufe (Ilinskaja), 750 m.
Stefan	Aba-Schichten (Bezugolnaja-Serie). Krasnojarskaja-Schichten, 1600 m. Kusnezskaja-Schichten, 1200 m.
Namur	Tom-Schichten (Balachonskaja), 2650 m, 78 m Kohle. Ostrogskaja-Serie, 550 m.

*Böhmische Braunkohlenreviere**Falkenau-Karlsbad**Teplitz-Brüx-Komotau*

Miocen	Hangendletten, 60 m. Cyprisschiefer, 20 m. Antoni-Flöz, Weichbraunkohle, 20 m.	Hangendletten mit Schwimmsanden bis 250 m. Kohlenflöz (Matt- u. Glzbrk.) bis 28 m bunte Tone, 10 m.
Oligocen	Transgression. Basaltuff. Letten, 30 m. Agnesflöz (Cannelbraunkohle), 5 m. Basalt. Letten und Sand, 40 m. Josefflöz bis 7 m Glanzbrk. am Nordrand Weichbrk. Altsattler Sandstein bis 15 m.	Transgression. Basalt und B-Tuff am Rande des Mittelgebirges, ev. Süßwasser- kalk.      Sand oder Braunkohlenquarzit bis 10 m.

*Oberbayrische Molasse*

Torton	Obere Süßwassermolasse 1000 m.
Helvet + Burdigal	Obere Meeresmolasse („Flinz“), 500—1000 m.
Burdigal	Obere Meeresmolasse („Flinz“), 1000 m.
Aquitane	{ Obere Cyrenen-Schichten, 150 m. Promberger-Schichten, marine Mergel, 400 m.
Chatt	{ Cyrenen-Schichten: 300—1200 m, 2 bis 7 bauw. Flöze mit 2 m Kohle. Untere bunte Molasse-Rote und graue Mergel und Sandsteine, 0—1200 m.
Rupel	Baustein-Zone, Sandstein, 200—300 m. Untere Meeresmolasse, 600 m.

*Österreichische Braunkohlen*

Oberpannon	<i>Zillingsdorf</i> bei Wiener-Neustadt, Weichbraunkohle. Hangendflöz 3—6 m. Hauptflöz 9 m.
Unterpannon	<i>Hausruck</i> im Alpenvorland, Weichbraunkohle. Oberflöz 2,5 m. Mittelflöz 1,0 m. Unterflöz 2,4 m.
Sarmat	<i>Lavanttal</i> , Kuchler Flöz, 2,0 m Mattbraunkohle. Stefaner Oberflöz 2,4 m. Stefaner Unterflöz 2,4 m.
Torton	<i>Trimmelkam</i> bei Salzburg, stückige Weichbraunkohle. Mittelflöz 2,0 m. Unterflöz 2,0 m. <i>Tauchen</i> im Burgenland, 10 m Weichbraunkohle. Oberflöz 10 m. Mittelflöz 2 m Tuffeinlagen. Unterflöz 5 m.
Helvet	<i>Köflach</i> , Rand der Grazer Bucht, stückige Weichbraunkohle. 1—3 Flöze, 15—80 m.

- Fohnsdorf*, Obersteiermark, Glanzbraunkohle.  
1 Flöz, 5 m, Betonit.  
*Leoben-Seegraben*, Glanzbraunkohle.  
6—20 m, vulkan. Tuffe im Hgd.
- Burdigal *Langau*, Niederösterreich, Weichbraunkohle.  
1—2 Flöze, 3 m.
- Slovenische Braunkohlen* (Cilli—Trifail—Sagor—Reichenburg = Celje, Trbovle, Zagorje, Rajenburg)
- Pliocaen Sande und Tone der Congerienschichten, lokal schwache Weichbraunkohlenflöze.  
Diskordanz.
- Sarmat Sande und Tone, 100 m.
- Torton Leithakalk und Tüfferer Mergel, 600 m.  
Diskordanz.
- Burdigal Sandstein von Gouze bis 200 m.  
mariner Tegel bis 200 m.  
Diskordanz.
- Rupel und
- Chatt lakustre Mergel, 120 m. lakustre Mergel von Reichenburg, 40 m.  
Glanzkohle von Reichenburg, 20 m.  
brack. und marine Mergel, 100 m.
- Mattbraunkohle von Trifail.  
Sagor etc., 25 m Andesittuffe.  
lakustre Tone, 80 m.  
Liegendkonglomerat, 80 m.
- Trias
- Zsittal (Siebenbürgen) Steinkohle*
- Oligocaen Flözleere Hangendschichten, ca. 300 m.  
Produktive Zone 300—400 m, 18 Flöze mit ca. 40 m Kohle. (Das dritte Flöz von unten hat 20 m Kohle und mehr.)  
Bunte Tone.
- Kohlenrevier Pernik in Bulgarien*
- Pliocaen Sandsteine und grobe Konglomerate, grünliche, tonig-sandige Schichten, 50—60 m.  
Diskordanz.
- Oligocaen Sandsteine und sandige Mergel, 100 m.  
Helle Mergel mit Tuff-Einlagerungen, 100 m.  
Flözzone 100 m, 4 Flöze, die zu einem sich vereinigen, 7—20 m Kohle.  
Bunte Tone, 500 m.

# Erdölgeologie

Bitumen-Lagerstätten sind natürliche Anhäufungen von Kohlenwasserstoffen. Diese Bitumina können fest, salbenartig weich, flüssig oder gasförmig in der Erde vorkommen. Kennzeichnend für alle ist die Löslichkeit in Benzin, Äther, Chloroform oder Schwefelkohlenstoff.

Arten der Bitumina:

Gasförmig	Erdgas Erdölgas
flüssig	Erdöl Erdteer (zähflüssig)
fest	weich oder spröde und braun: Erdwachs (Ozokerit) spröde und schwarz: Asphalt Ölschiefer (Kerogenschiefer) enthält Pyrobitumen als charakteristischen Gesteinsbestandteil, aus dem wie bei Sapropelkohlen nur durch destruktive Destillation Bitumen erhalten werden kann.

## I. Chemische und physikalische Eigenschaften der Bitumina

Während das aus Kohlen extrahierte Bitumen aus Harzen und Wachs, die chemisch als Ester zu definieren sind, besteht, sind es verschiedenartige Kohlenwasserstoffe, welche die Erdbitumina bilden. Fünf Gruppen von Kohlenwasserstoffen sind im Erdöl nachweisbar, Paraffine, Isoparaffine, Cyclopentane, Cyclohexane und aromatische Kohlenwasserstoffe. Die erstgenannten sind Kohlenwasserstoffe der Methanreihe  $C_n H_{2n+2}$  und sind der Hauptbestandteil der Paraffinöle. Kohlenwasserstoffe der Cycloalkangruppe  $C_n H_{2n}$  sind Hauptbestandteil der Naphthenöle. Selten sind aromatische Kohlenwasserstoffe (Benzolderivate) ein wichtiger Bestandteil von Erdölen. Dies ist beim Öl von Borneo der Fall, für das vermutet wurde, daß es durch vulkanische Intrusionen bei hoher Temperatur aus Kohle oder Paraffin von bituminösen Schiefern in der Tiefe abdestilliert wurde, während für die übrigen Öle Bildungstemperaturen nur bis zu  $200^\circ$  angenommen werden. Weit häufiger als das deutliche Überwiegen der einen oder anderen Kohlenwasserstoffgruppe sind gemischte Öle, wie Naphthmethanöle oder naphthenoaromatische Öle und schließlich Methan-Naphthenaromatische Öle. Auch in den einzelnen Ölfeldern finden wir diese Mischungsgrade untereinander, wobei nicht immer gesagt ist, daß mit der Tiefe der eine Typ, z. B. Methanöle, zunimmt.

In der Praxis unterscheidet man *Paraffinöle*, *Asphaltöle* und *Naphthenöle* je nach dem Vorwiegen der betreffenden Gruppe von Kohlenwasserstoffen. Die meisten Öle sind gemischte Öle. Abb. 191 zeigt die Verteilung dieser Öle in verschiedenen Lagerstätten. Als Verdunstungsrückstand hinterlassen die Paraffinöle Montanwachs, die Asphaltöle Asphalt.

*Erdöl* (englisch Petroleum<sup>1</sup>, russisch Naphta) ist flüssig, lichtbräunlich oder dunkel in Farbe, fluoreszierend, optisch aktiv. Erdteer ist braunschwarz, zähe,

<sup>1</sup> Was im deutschen Sprachraum als Petroleum bezeichnet wird, ist ein Raffinationsprodukt des Erdöls.

fadenziehend. Filtrierung durch Ton entfärbt das Öl, was auch in der Natur der Fall sein kann. Im Tageslicht dunkelt das Öl nach. Es oxydiert sich und polymerisiert sich in der Luft und Licht, weshalb das Öl im Ausbiß von Lagerstätten immer dunkelgefärbt und zäh, oft zu Teer oder Asphalt verdickt ist.

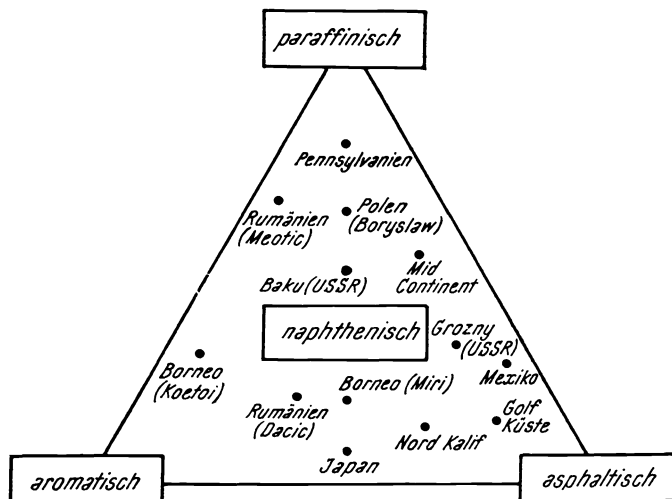


Abb. 191. Art des Rohöls einiger Erdölfelder. (Nach GRUSE und STEVENS.)

Maßgebend für die technische Beurteilung sind das spezifische Gewicht und die Siedepunkte der Fraktionen. Mit steigendem spezifischem Gewicht nimmt die Viskosität und die Menge der höher siedenden Bestandteile zu.

Spezifisches Gewicht von Erdöl 0,73—0,97

Spezifisches Gewicht von Teer 0,9 —1,016

Der Amerikaner gibt das spezifische Gewicht in A.P.I.-Einheiten bei 60° F. an<sup>1</sup>.

Spez. Gew.	A.P.I.-Grade	Spez. Gew.	A.P.I.-Grade
0,6112	100	0,8498	35
0,6819	76	0,8984	26
0,6988	71	0,9529	17
0,7507	57	1,000	10
0,8017	45	1,068	1

Die Viskosität wird mit der des Wassers verglichen, meist in ENGLER-Einheiten gemessen und ausgedrückt.

Die Elementar-Analyse ist wenig charakteristisch für die Unterscheidung, aber alle Bitumina, ob flüssig oder fest, haben wesentlich mehr Wasserstoff als die Kohlen. Typische Rohölanalysen schwanken in folgenden Grenzen:

C	82,2—87,1%
H	11,7—14,7%
S	0,1— 5,5%
N	0,1— 1,5%
O	0,1— 4,5%

Der Schwefelgehalt steigt in Ölen mit dem Stickstoffgehalt und wieder gilt die

<sup>1</sup> Die früher üblichen Baumé-Grade kommen A.P.I.-Einheiten recht nahe. Umwandlungsschlüssel A.P.I.-Einheit = 1,010714 (Baumé-Grade) — 0,10714.

Regel, daß Öle, die aus Kalk oder Dolomitlagern kommen, reicher an Schwefel sind als andere. Der Aschengehalt liegt bei 0,05 und 0,1% und ist zum Teil ausgespülte Tonsubstanz. Wichtig ist, daß in der Asche oft Metalle wie Ni, Cu, V, Mo, U nachweisbar sind. Ebenso ist Jod in manchen Ölen vorhanden. Der Radon-gehalt von Ölen kann das Zehnfache zum Gleichgewicht des Radiumgehalts betragen.

Die technische Untersuchung charakterisiert die Öle durch die fraktionierte Destillation.

Leichtöle:

	Siedepunkt	D bei 20°
Petroläther	40— 60°	0,645—0,655
Gasolin	30— 80°	
Benzin	60—190°	

Fahrbenzin bis 170° und zwar:

leicht: mehr als 60%	bis 100°	
mittel: weniger als 60%	bis 100°	0,780
schwer: weniger als 10%	bis 100°	

Leuchtöl (Petroleum) 190—300° Flammtpunkt 24° 0,812

Schweröle:

Gasöl (Dieselöl etc.)	300—350°	Flammtpunkt über 65°	
Schmieröl	über 350°	Flammtpunkt 120°	über 0,890

*Ein viel diskutiertes Problem ist die Ursache der Verteilung der Ölar ten in geologischer Hinsicht.* Als häufige Regel, aber mit einer Reihe von Ausnahmen, gilt, daß das Öl eines Feldes mit der Tiefe vom asphaltischen zum paraffinischen Typ übergeht und daß alte und tektonisch stark gefaltete Formationen meist Paraffinöl, junge und weniger gefaltete Formationen Asphaltöl enthalten. Eine statistische Zusammenstellung der Erdöle der USA, bezogen auf das Alter der Formationen, zeigt, daß die Schwere im allgemeinen mit dem Alter abnimmt: 22 A.P.I. bei Pliozänölen, 40 A.P.I. bei Ordovizölen. Als Ursache für die Paraffin-ölbildung wird die Temperaturzunahme mit der Tiefe, für die Asphaltölbildung nahe der Erdoberfläche nach K. KREJCI-GRAF der Sauerstoffeinfluß herangezogen. Brackisches Milieu begünstigt offenbar die Bildung schwererer Öle. Die Mitwir- kung pflanzlicher Substanz (Humine) könnte dabei eine Rolle spielen.

Paraffinöle sind die galizischen Öle wie Klenczany, Grosny, in Rumänien das Öl der zusammenhängenden Oligozändecken, das Öl der helvetischen Salz- formation von Campeni-Tetzcani, das Pennsylvanische Öl, das Flyschöl im Nordteil des Zistersdorfer Gebiets in Österreich u. a. Solches Öl liefert bei der Verdunstung Wachs. Asphaltöle, also Öle der Naphthenreihe (Hexamethylen etc.) sind das Öl von Baku und Emba, das Öl von Kalifornien oder der Golfküste in USA, viele rumänische Öle wie im Dac von Moreni, im Pannon von Moinești, im Maeot von Bushtenary, das Öl der obersten Sarmatsande von Zistersdorf. Die Öle liefern kein Wachs, wohl aber Asphalt, namentlich am Ausbiß.

Gemischte Öle, Naphthmethanöle, stehen zwischen beiden, können auch dem einen oder anderen Typ mehr zuneigen. Man trifft sie in Galizien, Rumänien, Baku, im Mid Continent Gebiet von Nordamerika. Man fand sie aber auch in der Tiefe des Golfgebietes.

Gleiche Schichten enthalten in Baku Asphaltöl, im gegenüberliegenden Tschelen Paraffinöl. In der Tat ist es das häufigste, daß oben Asphaltöl, in der Tiefe aber Paraffinöl liegt und daß das Öl mit der Tiefe leichter wird. Wenn aber in gleichen Tiefen verschiedene Öle liegen, so dürften Katalysatoren eine Rolle

spielen. Als solche kommen in Betracht Tonminerale, Metalle wie V, Ni, Mo u. a. Kalk hat keine oder nur wenig Katalysatoren und deshalb so oft schweres Asphaltöl. Sicher ist, daß die Qualitätsunterschiede nicht nur auf einen Faktor zurückzuführen sind. VINOGRADOV und BERGMANN verdankt man in dieser Hinsicht wichtige Hinweise bei russischen Ölen.

Nach Zusammenstellungen von BARTON liegt die Abnahme des spezifischen Gewichtes mit der Tiefe auf 100' meist zwischen 3 und 5 A.P.I.-Einheiten, d. i. auf 100 m um 0,08 bis 0,14.

Nach Untersuchungen von FINATON spielt die Anwesenheit von Wasser eine Rolle für die Verteilung von Ölqualitäten. Ist, wie das meist zutrifft, Wasser vorhanden, so ist das Öl in der Tiefe leichter. Fehlt Wasser, so ist es unten dichter als oben.

*Erdwachs* (Ozokerit) besteht zur Hauptsache aus Paraffin. Es kann sich aus Methanölen in Rohrleitungen oder im Bohrloch abscheiden, ist salbenartig bis spröde, gelb bis braun (letztes geringwertiger), Spez. Gew. 0,84—0,93, Schmelzpunkte 85—100°, löslich in Öl, Benzin und Bitumen-Lösungsmitteln. Fundorte: Boryslav und Starunia in Galizien, Utah, Tscheleken, hier nach LISICHKIN die größten Vorkommen der Welt. Am letztgenannten Ort kennt man Öl-Emulsionen, die mikroskopisch kleine Paraffinkristalle enthalten. Ceresin ist künstlich gebleichter Ozokerit.

*Asphalt* ist braun bis schwarz. Spez. Gew. 1—1,3. Schmelzpunkte: 110 bis 140°. Löslich in Petroleum, Chloroform, Äther, Schwefelkohlenstoff, Terpentinöl, jedoch nicht in Alkohol. Belichtet wird er schwerer löslich. Asphalt kommt rein oder Sande und Kalke imprägnierend vor.

Asphalt von	C	H	O	N	S	Asche
Trinidad	85,89	11,06	0,50	—	2,49	
Bentheim (Hannover)	86,68	9,40	2,82	0,66		0,54

*Erdgas* kommt aus tieferem Erdboden und steht in den meisten Fällen irgendwie in Zusammenhang mit Erdöl. Es gibt aber auch Gebiete, die viel Erdgas liefern aber kein Öl, z. B. das Panhandle Feld von Texas, oder Siebenbürgen (hier ist möglicherweise in größerer Tiefe Öl vorhanden). Das Erdgas ist meistens Methan, manchmal mit kleineren Mengen von Aethan, Propan und Butan. Schwefelwasserstoffhaltiges Gas nennt man sauer, das andere süß. Manchmal ist ein ansehnlicher Stickstoffgehalt (Kansas) oder Kohlensäure (Kleines Alfold, Colorado, Utah) beigemischt. Die Kohlensäure kann im Bohrrohr einfrieren. In Utah stellt man Trockeneis aus kohlensäurereichem Erdgas her. Kleine Mengen von Wasserstoff wurden mehrfach festgestellt. Stickstoffreiche Gase können Helium enthalten, bis zu 2,5% im Panhandle Feld, das der wichtigste Heliumgewinnungsort der Erde ist (in zehn Jahren bis 1939: 2,8 Millionen Kubikmeter). Ein Gehalt von 0,5% gilt als Grenze der Gewinnbarkeit, 7% ist der bekannte Maximalgehalt. Auch in deutschen Gasen wurde Helium gefunden, am meisten zu Forst in Baden (1%). Das Helium von Texas dürfte aus dem Granit des Untergrundes kommen. KREJCI-GRAF verwies darauf, daß Erdgas aus Salzlagern durch hohen Stickstoffgehalt gekennzeichnet ist. Er vermutet darin Luft, die ihren Sauerstoff eingeblüht hat.

Die Praxis unterscheidet trockenes und nasses Gas. Das trockene besteht ganz vorwiegend aus Methan, eventuell etwas Aethan. Die vorgenannten Gasfelder haben alle trockenes Gas. Das nasse Gas (Erdölgas) war mit Öl in Berührung und enthält schwere Kohlenwasserstoffe. In der Natur ist das Ausströmen von Erdgas auf trockenem Boden nur durch Zufall und Entzündung bemerkbar (z. B. Hluk in Mähren). Unter Umständen können Zweifel bestehen,



ob Sumpfgas oder ein Erdgas die Blasen im Wasser bildet. Ein eventuell ganz minimaler Gehalt an Äthylen soll nach THYSEN-BORNEMISZA Gase kennzeichnen, die mit Erdöl in Berührung waren.

### Erdgasanalysen:

	C H <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	wasserst. Kohlen- schwere	H	N	O	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	He
trockene Erdgase:									
Baumgarten (Schlesien)	98,6	0,1		1,2					
Daszawa (Polen)	95,19				2,73	2,02	0,05		
Kis Sarmas (Sarmasel)									
(Siebenbürgen)	99,2								
Ohio	93,3	0,35		1,64	3,41	0,39	0,93	0,20	
Dexter Kansas	14,85		1,64		82,87	0,20			1,84
Amarillo, Texas	59,80	13,70			23,90	0,10	0,70		1,80
nasse Erdgase:					3,0	0,8	12,8		
Bibi Eibat (Apscheron)	82,2		4,2		5,1	0,0	2,6		
Barrea Kentucky	44,1	48,2	Propan	Butan	Isobut.		0,23		
Aricesti (Rumänien)	77,02	7,25	6,18	5,20					
Wierzbowice (Ukraine)	67,7	17,9	4,7	1,0	8,8				

Die Gewinnung von Benzin aus Gas erfolgt durch Abkühlung und Kompression, jetzt aber meist mit Kontaktsubstanzen. Die Ölgase von Moreni gaben 85—171 g Benzin pro Kubikmeter Gas. Das Gas des Gasfeldes von Aricesti 70 g. Eine strenge Grenze zwischen nassem und trockenem Gas besteht nicht. Die Menge des erzielbaren Kondensates ist maßgebend. Nasses Gas gibt 5—40 Liter auf 100 Kubikmeter Gas; umgerechnet sind das mindestens 20 g pro Kubikmeter. In steigendem Maße ist jetzt die Gasoliningewinnung aus nassem Erdgas üblich geworden, z. B. in USA im Jahre 1945 fast 6 Millionen Tonnen. Überschüssiges Erdgas wird oft auf Ruß (carbon black) verarbeitet, z. B. in USA im Jahre 1945 rund 91 Millionen pound. Dieser Ruß wird in großer Menge von der Kautschuckindustrie gebraucht.

## II. Die Entstehung von Erdöl und Erdgas

Die Bindung der Lagerstätten an Gesteine, die als Muttergestein zu deuten sind, macht ohne jeden Zweifel chemische Theorien wie Entstehung der Kohlenwasserstoffe durch Reaktion von Karbiden und Wasser unhaltbar. Aus ähnlichen Gründen kann, wie noch hervorgehoben werden soll, die Annahme, daß Schwelprodukte von Kohlenflözen diese Lagerstätten bildeten, nicht gehalten werden, wenn auch hier und da kleinste Mengen ölig und paraffinöser Schwelprodukte aus Kohlenflözen bekannt wurden. Erdöl entstand durch Decarboxylierung von Fettsäuren, nicht über 200°, sonst wären die Derivate von Chlorophyll und die Porphyrine zerstört worden (BERL).

Verschiedene Faulschlammablagerungen der Gegenwart geben kleine Mengen (um 1%) Öl. Weit überragend ist der schwarze Schlamm des Schwarzen Meeres, der 23—35% organische Substanz aufweist, dabei 10% in Äther oder Benzol extrahierbares Bitumen. Dieser Schlamm bildet sich nur in den beiden über 2000 m tiefen, stillen Zentren dieses Meeres, die von den Meeresströmungen umkreist

werden, als feinstes, dünnsschichtiges Sediment. Jedes Jahr entsteht eine tonreichere und eine bitumenreichere Lage, je nach den jahreszeitlichen Niederschlägen am Lande. ARCHANGELSKI, der die Ablagerung erforscht hat, schätzt, daß 1 m dieses Sapropelschlammes 5000 Jahren entspricht. Dieser Schlamm ist ein Sediment des nichtdurchlüfteten Bodenwassers. Neben organischer Substanz enthält er Schwefeleisen als Fällungsprodukt jenes Schwefelwasserstoffes, der von sulfatreduzierenden Bakterien gebildet wird. Diese Bakterien können ohne Luftsauerstoff leben. Außer ihnen sind auch fettsplattende Mikroben vorhanden. Die obersten Schichten jenes Schlammes weisen den größten Bakteriengehalt auf. Hier wie in anderen marinen Faulschlammablagerungen nimmt die Menge der organischen Substanz mit der Tiefe ab. Die Destillationsprodukte solcher rezenter und fossiler Sedimente sind ähnlich und bestehen hauptsächlich aus ungesättigten Kohlenwasserstoffen. Bis zu 1,12% Öl kann aus trockenen, rezenten Sedimenten herausdestilliert werden.

Rezente Sedimente aus organischer Substanz werden oft im Meere angetroffen. Ihre Menge ist klein in pelagischen, wesentlich größer in küstennahen Ablagerungen. Sie steigt besonders in Buchten und abgeschlossenen Vertiefungen an. Sie nimmt ab mit steigender Korngröße (P. D. TRASK). Der Tiefsee fehlen sie, weil ihr in der Gegenwart und jüngsten Vergangenheit durchlüftetes Kaltwasser von den Polen her zugeführt wird. Auch kleine tropische Flüsse können Faulschlamm führen.

Zellulose, Diatomeen, Eiweißstoffe und verseifte Fette verfallen in diesen Sedimenten bei Luftabschluß einer anaeroben bakteriellen Gärung, die Methan und Kohlensäure liefert. Natriumtone neutralisieren Säuren und begünstigen dadurch den Bakterienwuchs. Der Stickstoffgehalt des Öles und mancher Erdgase weist auf Zerstörung von Eiweißstoffen. Aus derartigen, getrockneten, rezenten Sedimenten kann durch Tetrachlorkohlenstoff festes Bitumen, sowie etwas Paraffin extrahiert werden, aber kein Erdöl. Bei fossilen Sedimenten ist die Menge des Extrakts größer, nämlich 3 statt 1% (nach P. D. TRASK).

Man kennt Bakterien, die Erdteer in flüssiges Öl verwandeln. Man hat in Erdölen und Ölwässern oft und allerhand anaerobe Bakterien gefunden. Die früher vermutete Infektion der Proben ist heute ausgeschlossen. Proben aus Erdölschichten in Wietze und Pechelbronn enthielten zur Hälfte anaerobe Bakterien (W. SCHWARTZ und H. MÜLLER). *Der biochemische Anteil der Erdölbildung, der bis in die Gegenwart weiterwirkt, wird heute allgemein anerkannt.*

Es besteht außerdem die Möglichkeit, daß Urbitumen (Protobitumen), das von faulenden Organismen herrührt, durch mäßige Erdwärme in ungesättigte Kohlenwasserstoffe und Methan gekrackt wird. Öl vermag also aus Faulschlamm sowohl durch Lebewesen, wie durch chemische und physikalische Prozesse gebildet werden.

Die Sedimentverdichtung drängt dann das Öl in Reservoiregesteine. Erdwärme wirkt zu einem gewissen Grade auch dabei mit und treibt leichter siedende Bestandteile höher hinauf.

### III. Art und Bildung der Erdöllagerstätten

Zur Entstehung wirtschaftlich wichtiger Öl- und Gaslagerstätten müssen einige Bedingungen erfüllt sein. Es muß ein Muttergestein vorhanden sein, das imstande war, die Bitumina zu liefern. Es muß ein Reservoiregestein vorhanden sein, das imstande ist, die Bitumina in solcher Form zu speichern, daß es möglich ist, sie aus demselben abzuzapfen. Es müssen Lagerungsverhältnisse vorliegen,

die eine Ansammlung im Reservoirgestein ermöglichen, ohne daß Verdunstung an die Erdoberfläche eintritt („Ölfallen = Ölstrukturen“). Die Muttergesteine müssen einen gewissen Grad von Pressung, Verdichtung (Compaction) oder auch Temperaturerhöhung mitgemacht haben, die das Öl in gröbere Poren- und Spaltenräume zu entweichen nötigte.

### Muttergesteine (source beds)

Das Öl ist nicht etwa vulkanischen Ursprungs, weil Kohlenwasserstoffe oder Graphit in vulkanischen Eruptionen bzw. Eruptivgesteinen in kleiner Menge bemerkt wurden. Nirgends treten Carbide in solcher Menge auf, daß sie mit Wasser die Kohlenwasserstoffe der Bitumlagerstätten hätten liefern können. Öl ist auch kein Destillat aus Kohlenflözen. Wenn zuweilen Kohlenflöze in ölführenden Ablagerungen anzutreffen sind, so sind doch viele und gerade große Ölgebiete ohne Zusammenhang mit Kohlenlagern, zudem zeigt die Kohle der Ölgebiete keinerlei Veränderung, die auf Destillation von Öl schließen ließe. Für Hydrierung aber fehlt es in der Natur an freiem Wasserstoff.

Versuche, vor allem aber die Untersuchung rezenter bituminöser Ablagerungen zeigen, daß sowohl Pflanzen, wie Tiere Öl liefern können, daß hierfür aber nicht die großen Fossilien, z. B. Fische, Säuger, Tang, sondern vor allem Mikroorganismen in Betracht kommen. Man hat Orthoceren gefunden, deren Gehäuse teilweise von einer Art Asphalt erfüllt war. Das Fossil lag in bituminösem Kalk, aus dem das Bitumen in die Hohlräume einwandern konnte. Die Asphaltmenge in diesen Gehäusen ist viel zu groß, als daß der wasserreiche Tierleib sie allein hätte liefern können. Da Cholesterin sowohl wie Phytosterin in Erdölen nachgewiesen wurden, ist Abkunft von tierischen wie pflanzlichen Fetten erwiesen. Gleiches geht hervor aus dem Nachweis von Derivaten des Haemoglobins wie des Chlorophylls in Erdölen.

Selten gibt es produktive Ölfelder in rein kontinentalen Ablagerungen. Wenn die kontinentale Wasatch Formation (Eozän) in NW-Colorado Öl liefert, ist zu beachten, daß sie von mariner Kreide unterlagert wird. Die ölführenden Süßwasserschichten Rumäniens sind mit marinem Miozän und Oligozän verfaltet. Abseits von den oberkarbonischen Kohlenflözen sind in Pennsylvanien alle wichtigen produktiven Horizonte marin. Salz- oder Brackwasser begünstigt demnach die Entstehung von Erdöl. Immerhin scheint in Shensi (China) Öl aus reinen Süßwasserschichten zu stammen. Oft sind gerade in ölführenden Schichtfolgen dunkle, bituminöse Gesteine enthalten: Montereyshales im Miozän und Tejonformation im Eozän Kaliforniens, Mowryshale in der Kreide von Wyoming, der oligozäne Menilithschiefer in den Karpathen, die miozänen Cornuschiefer im Prahova Distrikt von Rumänien. In den Appalachen ist die enge Nachbarschaft von Schiefer, welcher reich an organischer Substanz ist, mit guten Öl- und Gassanden bemerkenswert. Hierbei ist allerdings zu beachten, daß polybituminöse Schiefer, die nur wenig in Äther lösliche Substanz enthalten, nicht notwendigerweise ein gutes Muttergestein sein müssen. Jene Temperaturen, welche für die Abschwelung von Öl aus polybituminösen Schiefern erforderlich sind, kommen für die Erdölbildung nicht in Betracht. BERL schätzt, daß dieses nicht über 200° entstanden ist. Tektonische Beeinflussung der bituminösen Schiefer in Tirol erhöht die Ausbeute an Öl (HENTZE).

Das wichtigste Muttergestein sind marine Schiefertone und Foraminiferenmergel, die in bedeutenden Ölgebieten in großer Mächtigkeit als küstennahe Ablagerungen auftreten.

Wiener Becken:	2500 m	miozäner Tegel mit Sandlagen <sup>1</sup> , darunter Hunderte Meter Alttertiär und Kreide der Karpathen.
Prahova Distrikt:	3000 m 3800 m,	ohne Aquitan, mit diesem und Eozän
Baku:	1800 m 1500 m	inklusive Maikop-Schichten, Untermiozän und Oligozän,
Kalifornien:	8—17000 m,	
Golf-Gebiet:	3—6000 m,	
Pennsylvanien:	700 m 700 m 1200 m	Karbon unter dem Pittsburg Flöz, Devon, Silur.

In Norddeutschland fällt die Ölführung mit der maximalen Mächtigkeit der vorwiegend marinen Jura- und Kreideablagerungen zusammen.

Die Sedimente enthalten organische Substanz, ihre Menge steigt mit der Feinheit des Korns und dem Kalkgehalt. P. D. TRASK und in Rußland ARCHANGELSKI haben grundlegende Untersuchungen über die organische Substanz rezenter und fossiler Sedimente geliefert. Auf Trockensubstanz berechnet (105° C) sind im Durchschnitt 1—2% organische Substanz vorhanden, 2% ist schon hoch. Davon ist 1% in Äther löslich. Das Verhältnis von C : N ist bei rezenten Sedimenten konstant, u. zw. 8,4, bei fossilen nimmt es auf 14 zu. Ähnliche Werte wie das Verhältnis C : N im Gestein erhielt TRASK bei umfangreichen statistischen Untersuchungen, als er die Beziehung des Stickstoffs zur Reduktionszahl ermittelte, wobei als Reduktionszahl die Zahl der Kubikzentimeter 0,4 normaler Chromsäure nennt, die durch 100 g trockenen Sediments reduziert werden kann. Diese Reduktionszahl ist in der Nachbarschaft von Ölsanden immer kleiner als weiter (500 Fuß und mehr) entfernt. Sie schwankt zwischen 3 und 10. Ein Verhältnis unter 5 darf als günstig gelten. Bezogen auf C- und N-Gehalt geben fossile Sedimente mehr Öldestillat als rezente, bei letzteren bis 1,12% der Trockensubstanz, auch dies mit der Kornfeinheit steigend. Die Destillationsprodukte rezenter und fossiler Sedimente sind ähnlich und vor allem ungesättigte Kohlenwasserstoffe. Um ein Beispiel zu nennen, sei erwähnt, daß nach einigen Versuchen der miozäne Tegel des Wiener Beckens bis zu 2% Foraminiferen enthält, daß er, wie auch der pannonische, also Süßwassertegel, schichtweise sehr oft die Ammoniak-Reaktion gibt und daß aus marinem Tegel mit Äther kleine Mengen von Bitumen extrahiert werden können.

In 100 miles Entfernung von der Küste stellte TRASK rapide Abnahme der organischen Substanz fest. In der Gegenwart ist ihre Menge an der Oberfläche der Schlammablagerungen am größten und nimmt mit der Tiefe stark ab. Eine weitere Abnahme tritt bei der Diagenese ein. Immerhin ist der mit Äther extrahierbare Anteil der organischen Substanz bei fossilen Sedimenten größer als bei rezenten, ein Beweis, daß in den Sedimenten eine Veränderung der Substanz eintritt.

Die größte Menge an Destillat liefern bituminöse Schiefer. Ein Kennzeichen der bituminösen Schiefer ist die Feinschichtigkeit, die auch an den hochbituminösen Tonschlammen des Schwarzen Meeres festzustellen ist, als Folge verstärkter Zufuhr mineralischer Flußtrübe im Winter und vermehrten Wachstums der Organismen im Sommer. Zu unterscheiden vom bituminösen Schiefer ist die Gyttja, die ein an organischer Substanz reiches Gestein ist, das die Feinschichtung vermissen läßt wegen Durchwühlung von Sandwürmern. Sie hat mehr Kohlenstoff, kein Vanadium, Kupfer oder Molybdän und liefert keine Öllager. Ein

<sup>1</sup> Tegel ist grauer plastischer Mergel.

Meter bituminöser Schiefer, der 6,8% Destillat bildet, wäre imstande, eine  $\frac{3}{4}$  m dicke Sandschicht mit Öl zu sättigen.

Weil außer bituminösen Gesteinen auch mächtige tonige Meeressedimente Öl liefern, findet man Ölfelder vor allem in epikontinentalen Meeresablagerungen oder in solchen Geosynklinalgebieten, die bereits seicht geworden sind und auf deren langsam sinkendem Boden sich mächtige, küstennahe, tonige oder kalkige Sedimente anhäufen. Gehobene Korallenriffe mit ihrer üppigen Tierwelt des Strandes können bei neuerlicher Senkung des Bodens Mutter- und Reservoirgestein zugleich werden. Ebenso kann der Schlamm des Wattenmeeres nach weiterer Transgression zum Muttergestein werden.

Wichtig ist, wie KREJCI-GRAF hervorgehoben hat, daß nicht die Menge der organischen Substanz im Sediment entscheidend für die Eignung als Muttergestein ist, sondern die Lüftungsverhältnisse, der Verbrauch des Sauerstoffs, der nicht unbeschränkt erneut zugeführt werden kann.

### Einfluß der Gesteinsverfestigung

Mächtige gleichartige Sedimentschichten zeigen mit der Tiefe zunehmende Verdichtung (Compaction). Infolge Verringerung der Poren, Ausquetschens von Wasser wird das Raumgewicht größer. Immerhin zeigte eine Bohrung in Wyoming noch bei 15.000 Fuß Tiefe Poren im Sandstein. Ton zeigt stärkere Verdichtung als Sand. Wird im Ton Gas gebildet, sollte in ihm Öl entstehen, so werden beide im benachbarten Sand eher Raum finden als im Ton. Dazu kommt noch, daß Flüssigkeiten mit kleinerer Oberflächenspannung (Öl) in die weiteren Poren, Wasser mit größerer Oberflächenspannung in engere Poren abwandern. In noch stärkerem Maße werden die Gesteine durch tektonische Drucke, also schon durch die Anfangsstadien der Metamorphose beeinflusst. Der Rang (Inkohlungsgrad) der Kohle ist ein Maßstab hierfür. DAVID WHITE wies darauf hin, daß tektonisch kaum beeinflusste Gebiete mit Weichbraunkohlen weniger Öl und diesfalls Asphaltöl aufweisen. Gebiete mit Hartbraunkohlen sind schon ergiebiger. Das Optimum der Erdölführung aber liegt bei 50–60% fixem Kohlenstoff in der Reinkohle. In Schichten mit Magerkohle hat man nur mehr geringere Chancen eventuell für etwas Paraffinöl und Gas, und Anthrazitfelder sind praktisch ölleer. Selbstverständlich hat man Kohlen zu prüfen, welche die gleiche tektonische Geschichte wie das Muttergestein erlebt haben. Einen ähnlichen Maßstab bildet der Wassergehalt der Tongesteine. Eine Frage ist noch, ob dieser unleugbare Zusammenhang ein ursächlicher ist oder nur die Folge der größeren Durchlässigkeit verhärteter Gesteine. Mit der Härte nimmt die Klüftung zu, somit konnte Öl und Gas im Anthrazitbereich gegen die Oberfläche entweichen und verdunsten.

### Reservoirgesteine

Die Reservoirgesteine müssen porös sein. Das häufigste Speichergestein ist der Sand und der Sandstein. Des Bindemittels wegen hat der Sandstein schon weniger Poren. Reiner gleichkörniger und fein- oder mittelkörniger Sand (0,1 bis 0,2 mm) ist am besten. Sande mit dem mittleren Korndurchmesser 0,075 mm sind wasserundurchlässig aber gut für Leichtöle. Kleiner Tongehalt ist bereits schlecht, wie man in den Ölbergbauen von Pechelbronn sehen kann. Solche Sande sind dort weiß, nicht braun, wie die ölführenden Sande. Die Lagerung der Körner ist von Einfluß (Abb. 192). In feinkörnigen Sanden wird mehr Öl durch Adhäsion zurückgehalten. Durch Verspreizung der Körner können große

Hohlräume entstehen und das Porenvolumen das Normale übersteigen. Die Ölführung ist dann sehr reich, aber der Sand kommt leicht in Bewegung. Wachsimprägnation von Ölsanden zeigte nach Lösung des Quarzes mit Flußsäure, daß auch allerfeinste Risse der Körner Ölfüllung haben. Im Sandstein sind neben den Poren die Klüfte von hoher Bedeutung. Der Boryslaver Sandstein zeigte

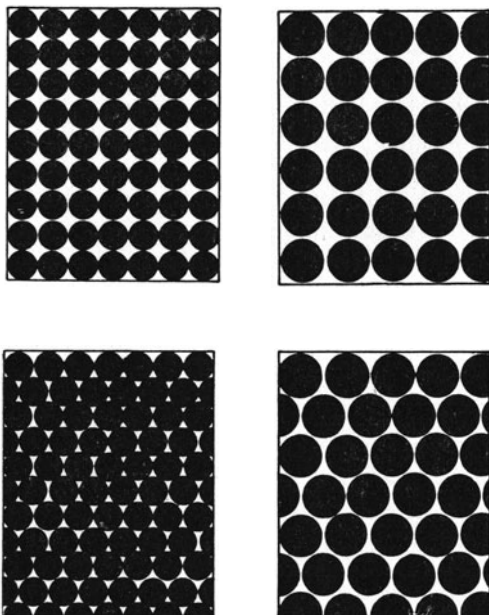


Abb. 192. Einfluß der Kornpackung auf das Porenvolumen, max. 45 % bei kubischer, min. 25 % bei hexagonaler Lagerung gleicher Korngröße. Die Porengröße, nicht das Volumen ist von der Korngröße abhängig.

im Ölfeld von Boryslav neben Querverwerfungen die günstigste Ölführung. Kalke, mehr noch, Dolomite können porös sein, die Klüftung ist aber bei ihnen von noch größerer Bedeutung. Der Asmarikalk ist in den iranischen Ölfeldern das ergiebigste Reservoirgestein. Er ist brecciös, zerklüftet und weist überdies noch kleine Hohlräume auf, seine Poren kommunizieren ähnlich wie in einem Badeschwamm. Der Spindeltopkalk in Texas ist ein sehr ergiebiger Zellendolomit über einem Salzstock. Basaltdurchbrüche in Mexiko sind aus ihren Klüften produktiv. Gleiches gilt für algonkische Quarzite im Mid Continent Feld von USA. — In Thrallfeld (Texas) ist ein vulkanischer Tuff ölführend. Im Wealden des deutschen Emslandes sind Schillagen (Muschelbänke) die Träger des Öles, Korallenriffkalk kann Muttergestein und Reservoirgestein zugleich sein. Im Madison County (Illinois) liegt, ein Ölfeld bildend, lokal eine ungeschichtete, poröse, dickere Ko-

rallenkalkmasse im schichtigen Niagarakalk des Silur. Gewöhnlich sind dolomitische oder oolithische Kalke ölführend, selten reine Kalke.

Wegen der natürlichen Kornlagerung muß das Porenvolumen an Kernen des Sandes, nicht an Sandproben, die in ein Gefäß geschüttet werden, bestimmt werden. Es liegt zwischen 20—35 % bei Sanden und 5—20 % bei Sandsteinen. Von größter Wichtigkeit für die Produktion ist die Durchlässigkeit des Sandes. Auch diese muß an Kernen oder in der Lagerstätte selbst ermittelt werden. Sie wird wie in der Hydraulik mit besonderen Apparaten gemessen und kann in weiten Grenzen schwanken. Säureätzung (acidizing) erhöht die Durchlässigkeit von Kalkstein und Dolomit und wird sogar in alten Feldern mit Erfolg zur Produktionssteigerung angewendet.

Die Durchlässigkeit kann sich im Laufe der Exploitation ändern, weil sich auf den Sandkörnern Kieselsäure absetzen kann oder aus dem Öl eine schwarze Haut adsorbiert werden kann. Es ergibt, wie Versuche zeigen, hydrophile und hydrophobe Ölsande. Letztere Eigenschaft ist oft eine Begleiterscheinung der Exploitation. Die Poren eines Ölsandes enthalten auch Wasser, wie an Kernen, die mit Ölpülung gezogen wurden, wiederholt festgestellt wurde. Die Ölsättigung ist also keineswegs identisch mit Porenvolumen. Für den Exploitationsbetrieb wirkt sich auf die effektive Durchlässigkeit auch noch der gegen Ende oft zu-

nehmende Wassergehalt des Öles, sowie die auch zunehmende Viskosität des Öles aus.

Zahl und Mächtigkeit der Ölsande können sehr verschieden sein. Der Drader-Sand in Moreni ist 70 m dick, der Boryslaver Sandstein 50 m, der Sand im Wealden des Emslandes wird bis 130 m dick, der Matzener Sand 30 m, in Kalifornien kennt

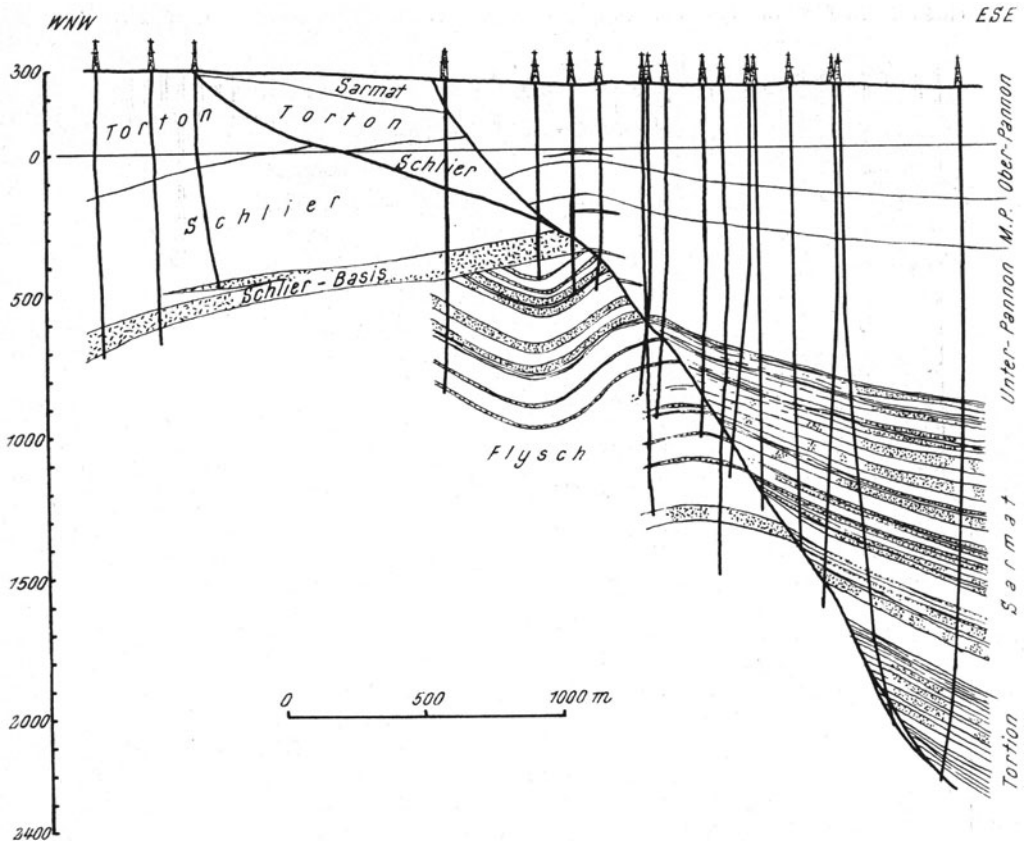


Abb. 193. Zahlreiche Ölsande des Sarmat und Torton am Steinbergbruch von Zistersdorf bei Wien.  
(Nach K. FRIEDL.)

man einen Sand, der 500 m mächtig wird. Mächtigkeiten von 30 cm bis 1 m können Ausbeutung lohnen. Oft sind viele Sande vorhanden. In Pennsylvanien und Westvirginia werden 35 Sande, 1 Konglomerat und 1 Kalk ausgebeutet. Im Ölfeld Zistersdorf bei Wien (Abb. 193) kennt man 20 Sande im Sarmat und dazu einige im Torton. Das benachbarte Gbely (Egbel) hat nur 3 Sarmat- und 1 Torton-Sand. Sehr mächtige Sande erschweren mitunter die Produktion. In den Ölvieren kennt und benennt man die einzelnen Sande wie die Kohlenflöze in Kohlenrevieren. Es gibt aber auch Ölfelder, in denen die Sande nur als Linsen auftreten. Namentlich in feinkörnigen Sanden steckt neben Öl auch Wasser in den Poren, während großporige Sande eher und Kalke stets wasserfrei sind (Abb. 194). Grober Blocksotter, ein Transgressionskonglomerat bildend, ist im Wiener Becken ein reiches, aber rasch versiegendes Reservoirgestein.

Ausnahmsweise sind kristalline Schiefer ölführend, z. B. im Edison Ölfeld,

Californien, wenn sie in einem Bruchfelde gehobene Schollen bilden, die von marinem Sand überlagert werden. In Cuba sind es Serpentine.

### Öl-Strukturen

Zur Bildung von Öllagerstätten müssen Lagerungsverhältnisse vorhanden sein, die verhindern, daß das in den Reservoirgesteinen angesammelte Öl und Gas an die Erdoberfläche entweicht und hier verdunstet oder oxydiert wird. Bei

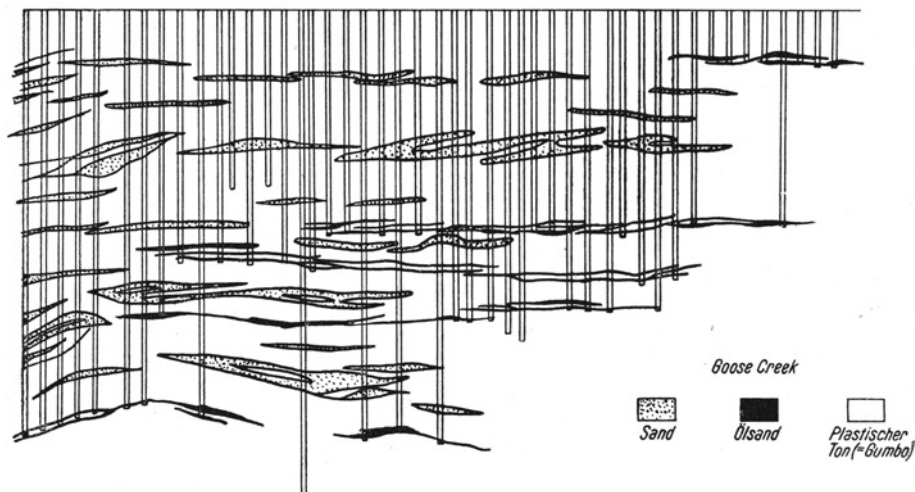


Abb. 194. Flach liegende Ölsande wechseln mit sterilen Sanden. (Nach F. R. CLARK.)

schräg liegenden Schichten kann der Ausbiß des Ölsandes zu einem mächtigen Asphalthut oxydiert sein, der weitere Ölverluste unmöglich macht. Man kann dann in größerer Tiefe den ölführenden Sand noch anbohren (Abb. 195).

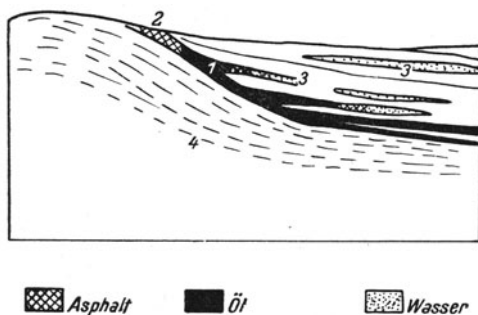


Abb. 195. Asphalt siegelt Ölsand an der Oberfläche ab. Californien. (Nach PACK.)

In allen Strukturen findet man, daß das Gas, wofern solches vorhanden ist, sich im obersten Teil des Reservoirs angesammelt hat, darunter folgt in ihm das Öl und noch tiefer das meist salzhaltige Wasser, das Randwasser genannt wird (Abb. 196). Die Grenzflächen Gas—Öl und Öl—Wasser verlaufen gewöhnlich horizontal.

Die Strukturen in den sich das Öl fängt, die Ölfallen, können entweder tektonisch oder stratigraphisch bedingt sein. *Tektonische Erdölfallen sind solche, bei denen die*

*Ölanreicherung durch die tektonische Lagerungsform des Speichergesteins bedingt ist; stratigraphische Erdölfallen sind auf die primäre Ablagerungsart des Speichergesteins zurückzuführen.* Lange galt die Erdölsuche nur den tektonischen Strukturen. Heute sind mehr als 50% der Erdölfelder der USA stratigraphisch bedingt.

*Tektonische Fallen* kennt man seit langem, nachdem man im Appalachischen



Becken zuerst bemerkt hatte, daß das Öl auf Linien liegt, die bald als Antiklinalen erkannt wurden. Nur wenn die Strukturen gegen die Erdoberfläche geschlossen sind, haben sie praktischen Wert.

Die *Antiklinalen* können so flach sein, daß die Neigung der Schichten dem Auge kaum erkennbar und erst durch Vermessungsarbeit feststellbar ist. Sie können symmetrisch oder schief sein, wie letzteres in den Karpaten die Regel

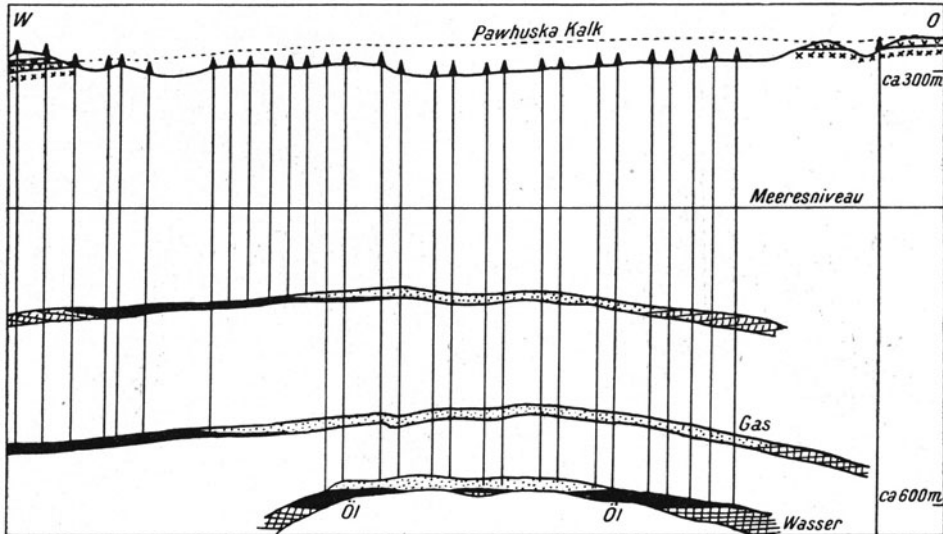


Abb. 196. Sonderung von Gas, Öl und Wasser im Cushing Feld, Okla. (Nach EMMONS.)

ist. Bei einer symmetrischen Antiklinale verbreitern sich die produktiven Flächen mit der Tiefe (Abb. 197). Antiklinalen können breit, schmal, kofferförmig (Abb. 198) aufrecht oder auch schief sein. Die Grenzflächen Gas—Öl und Öl—Wasser liegen nicht immer völlig horizontal, sondern leicht vom Scheitel der Antiklinale abfallend. Die Ölzone des flachen Schenkels einer schiefen Antiklinale ist breiter. Praktisch wichtig ist die *Scheitelverschiebung* bei schiefen Antiklinalen, derzufolge der Scheitel, also der Ölanreicherungsart in den tieferen Horizonten in Richtung auf den flacheren Schenkel verschoben ist (Abb. 199a). Nimmt die Schichtmächtigkeit in einer Richtung ab, so verschieben sich die tieferen Scheitel in Richtung dieser Abnahme (Abb. 199b). Ein Beispiel dieser Art hat G. M. BARAKAT aus der Erdölstruktur Matzen bei Wien beschrieben. Die produktiven Flächen der Antiklinalen können viele Kilometer lang sein. Im deutschen niederländischen Emsfeld sind Antiklinalen ölführend (Emlichheim, Adorf). LOEGTERS konnte zeigen, daß hier die Faltung bis ins Diluvium geht. Auch überkippte und liegende Falten können Öl führen. Boryslav produziert aus einer solchen (Abb. 201). In auf- und absteigenden Sätteln können die Ölfelder perlschnurartig aneinandergereiht sein. Kurze Antiklinalen (Brachyantiklinalen) nennt man Dome. Oft sind gerade Dome für die Ölführung günstig, z. B. Kertsch. Eine kleine Detailfalte an der Flanke einer Antiklinale wird als *Nase* bezeichnet. Oft zeigt sich in einer solchen eine erhöhte Ölsammlung.

*Diapir-* oder *Durchspießungsfalten* (Abb. 202, 203, 204) haben mitunter einen spröderen, meist aber einen bildsameren Kern u. zwar Salz. Diese Diapirfalten

wurden zuerst in Rumänien von MRAZEC erkannt. Der Kern kann sein Dach wenig oder weit durchdringen. Die Flanken können sehr steil, auch überkippt sein. Sie können, wie in Moreni oder Tintea, auf einer Seite tiefer liegen als auf

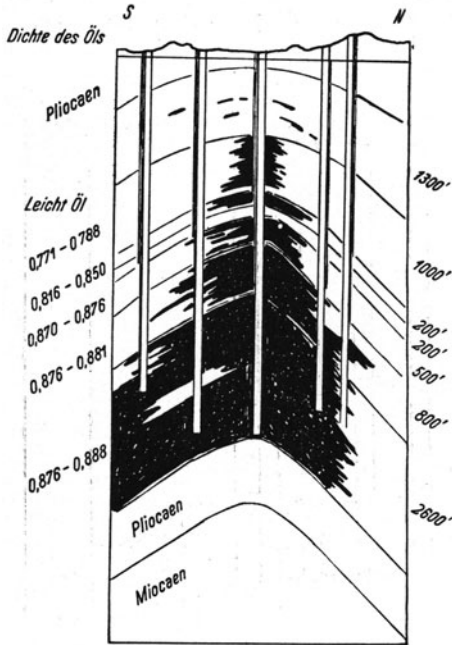


Abb. 197. Ventura Ölfeld in Californien nach HERTEL zeigt Verbreiterung der Ölzonen nach unten und mit der Tiefe zunehmendes spezifisches Gewicht des Öls.

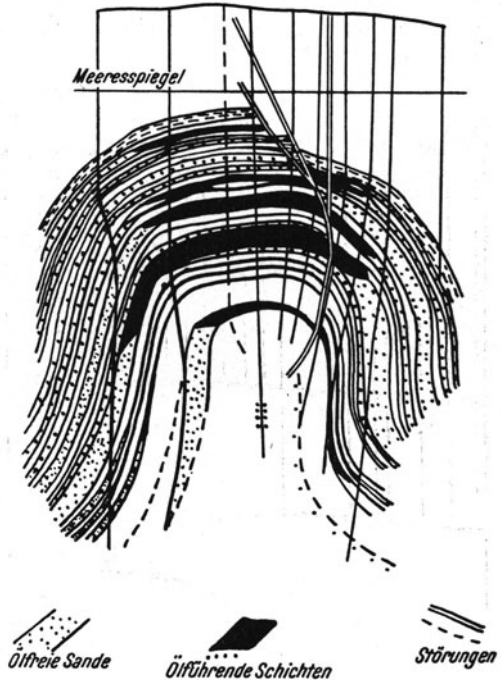


Abb. 198. Symmetrische Kofferantiklinale von Neu Grozny. (Nach Kongreß Führer 1937.)

der anderen, sie können auch beiderseits überkippt sein, so daß die Falte Pilzgestalt annimmt. Unter einer einfachen und flachen Sattelung kann sich in der Tiefe Diapirismus einstellen (Baku).



Abb. 199 a, b. Scheitelverschiebung bei asymmetrischen Falten und bei veränderlicher Mächtigkeit.

Bei *Salzdomen* hat sich oben, weil mit Salz gewöhnlich Anhydrit verfault ist, ein Gipshut gebildet. Es gibt tiefliegende Salzdomen, bei denen in der leichten Sattelung der Deckgebirgsschichten Gas oder Erdöl auftritt. Es gibt auch nahe zu Tage kommende Salzdomen oder teilweise abgetragene Salzdomen, bei denen man die Ölsande an den Flanken aufgeschleppt oder flach abstoßend antreffen kann. Im südlichen Texas und Louisiana kennt man über 200 Salzdomen und ist dieses „Golf-Revier“ ein sehr wichtiges Produktionsgebiet der Vereinigten Staaten. Nach SHUMILIN sind im Embagebiet nördlich vom Kaspisee

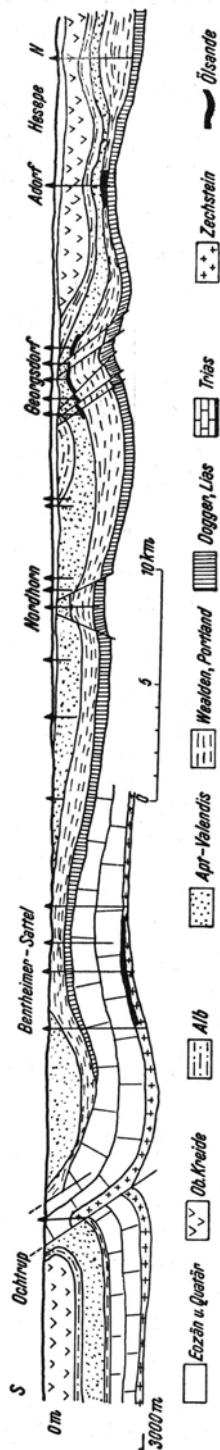


Abb. 200. Breite Sättel des Emslandes. (Nach Lörgers.)

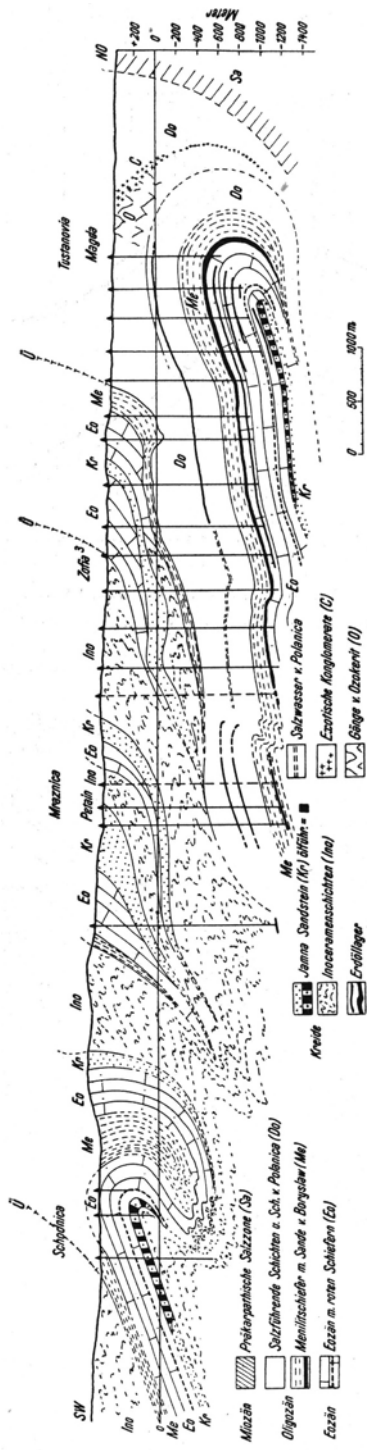


Abb. 201. Liegende Falte von Boryslav. (Nach Tolwinski.)



Man spricht von Überhängen. In Norddeutschland kennt man einen 1,5 km breiten Überhang, in dem das Salz nach Art des Gletschereises zur Seite geflossen ist. Der Umriß der Salzdomes ist meist rundlich oder oval, aber auch subtriangulär.

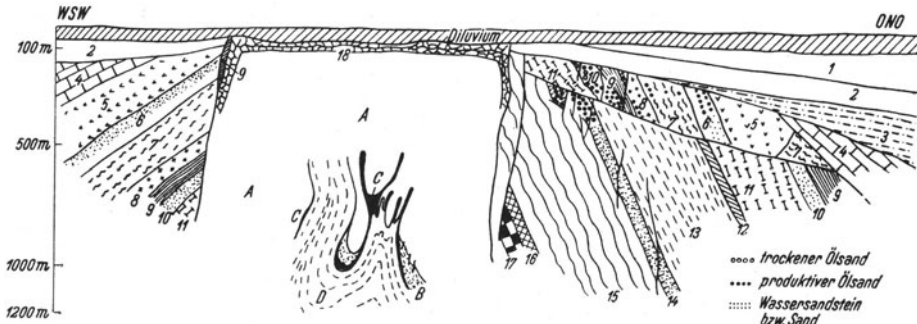


Abb. 205. Der ölführende Salzhorst von Wietze (Hannover) zeigt im harten Nebengestein viele Brüche, die das Ölfeld zerstückeln. (Nach A. KRAISS 1932.)

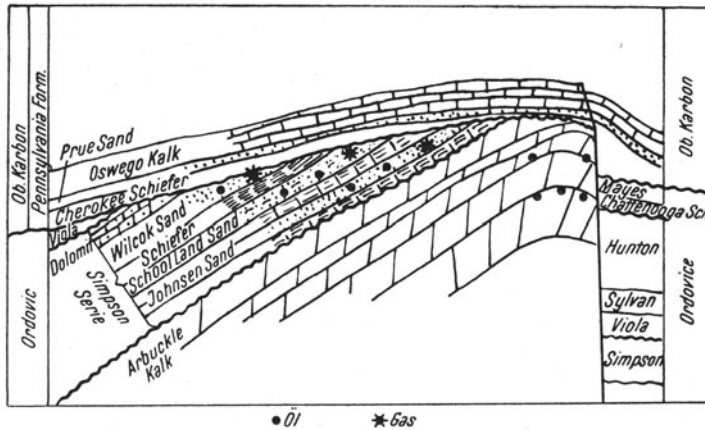


Abb. 206. Ein abgetragener paläozoischer Sattel ist das reiche Ölfeld von Oklahoma City. (Nach LEVORSEN 1934.)

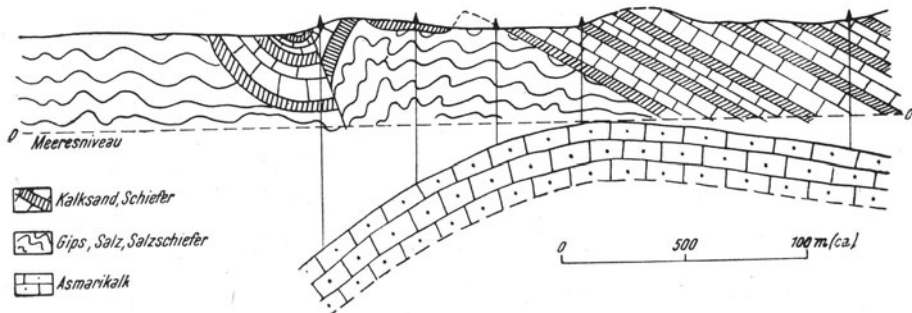


Abb. 207. Unharmonische Faltung im Iran. Die Oberkante des oberoligozänen Asmarikalkes ist sehr porös und ölfreich.

Der Salzkern kann bis auf wenige 100 Meter zusammengepreßt sein in Tinte teilweise auf Null. Er kann aber auch einige Kilometer Durchmesser in jeder

Richtung haben. In Deutschland unterscheidet BENTZ unter den Salzstockfeldern: 1. Flankentypus, bei denen das Öl in den aufgerichteten Schichten an der Flanke sitzt, wie Wietze, Eddense, Heide etc., ferner 2. Felder unter dem Überhang, wie Häningsen, Hadenstorf, wo unter überhängendem Salz das Öl an der Flanke liegt, 3. Quersättel wie Nienhagen und Oberg, und endlich 4. Felder

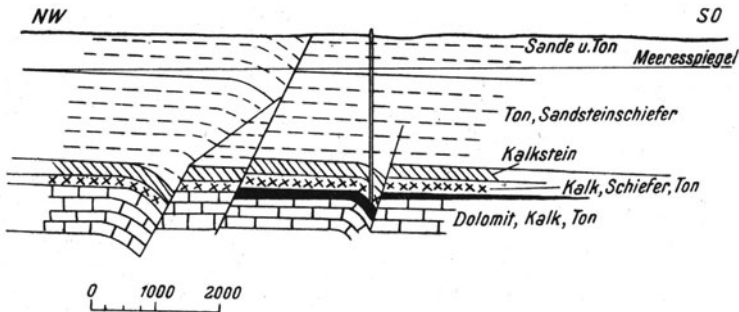


Abb. 208. Sprünge können auch fast in horizontalen Schichten Erdöl stauen.  
Luling Feld in der Kreide von Texas. (Nach E. W. BRUCKS.)

vom Scheiteltypus, die das Öl in der Aufwölbung über den Salz zeigen, wie Sottorf, Reitbrock, Gifhorn, Heide.

*Falten* können auch nach diskordanter Überlagerung ölführend sein (Abb. 206).



Abb. 209. Klüfte und Salband eines Basalts in Mexiko] sind ölführend.

Nicht immer ist die Faltung harmonisch (Abb. 207) was mitunter, wie in Persien, die Auffindung der Sättel erschweren kann.

Schichtaufwölbungen, welche durch vertikale Bewegung und nicht durch tangential Faltung entstanden sind, nennt man *Beulen*. In Wyoming führen sie Öl. Auch die größte Ölstruktur des Wiener Beckens, die von Matzen, dürfte als Beule zu deuten sein (Abb. 210).

Wenn wenig geneigte Schichten abschnittsweise in horizontale Lage übergehen, spricht man von *tektonischen Terrassen*, die gleichfalls Öllager darstellen können, aber meist nicht bauwürdig sind.

*Verwerfungen* können das Öl stauen und wirken dadurch als Fallen. Der Steinbergbruch bei Zistersdorf ist ein Beispiel (Abb. 193). Das gilt selbst für flache Lagerung (Abb. 208).

*Synklinen* führen hie und da schweres Öl, wenn kein Gas und kein Wasser vorhanden ist.

Für die *Ölführung in Klüftung* harter Gesteine ist der tektonische Bau des Gebietes nicht weniger maßgebend. Wenn in Hannover Kalke Kluftöl bringen, so ist das im Mantel von Salzhorsten der Fall. Im Florence District in Colorado liegt das Öl an der Flanke einer sehr flachen Kreide-Synklinale und ist ausschließlich an Klüfte gebunden, die in einem Schiefer ohne eingelagerte Sandsteinbänke auftreten. Serpentinrippen mit mantelförmiger Umlagerung der

Sedimente führen Kluftöl im Mexiko. Auch Basaltdurchbrüche mit Kluftöl schleppten das Nebengestein aufwärts (Abb. 209). Ölstrukturen am Roten Meer weisen im Sandstein Kluftöl auf und gleiches ist in den Karpaten häufig der Fall. Eine Eigenschaft der Kluftöle ist sehr verschiedener Druck in nahe benachbarten Spalten.

Immer werden die Karten von Ölgebieten als Isohypsenpläne entweder eines kennzeichnenden Ölsandes oder einer leicht und sicher erkennbaren Schicht-

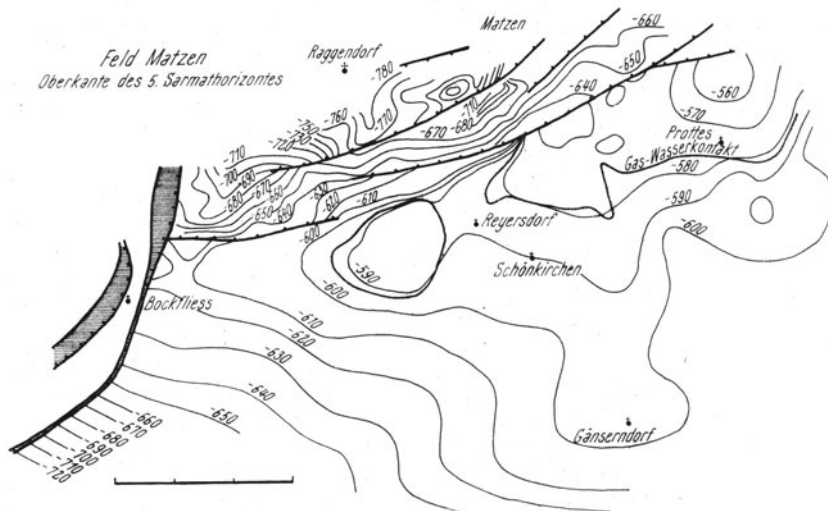


Abb. 210. Die Ölstruktur von Matzen, dargestellt an Isohypsen der Torton/Sarmatgrenze. (Ö. M. V.)

grenze entworfen, weil dadurch die Strukturen lückenlos und übersichtlich dargestellt werden (Abb. 210). Das sind Strukturkarten.

*Stratigraphische Fallen*, die noch mit den tektonischen Antiklinalen eine gewisse Ähnlichkeit haben, sind Aufwölbungen über einem alten Erosionsrelief.

Die *Sattelförmige Lagerung* kommt zustande, wenn die ölführenden Schichten sich den Unregelmäßigkeiten im Relief des Untergrundes anschmiegen. Das sind die *verschütteten Berge* „buried hills“, die inmitten des nordamerikanischen Kontinents viele und wichtige Öl- und Gasfelder liefern. Solange die Berge Untiefen im Meere waren, lagerte sich auf ihnen gröberes Korn als in den Senken daneben ab. Da der Sand weniger komprimierbar als Ton ist, trägt die Verdichtung unter der Last der Sedimentdecke (Compaction) viel zur Entstehung der sattelförmigen Lagerung bei. Die Verdichtungsgrenze liegt am Rande der Berge. Infolgedessen ist zum Unterschiede von Antiklinalen die Wölbung unten nicht breiter als oben. Der Berg kann von Schutt und Detritus umlagert sein, welcher reiche Ölführung aufweisen kann (Abb. 211, 212, 213). Das Öl kann aus der Sedimenthülle in Spalten des Berges einwandern, so kommt es, daß im präcambrischen Quarzit von Central Kansas und im Granit des Panhandle Distrikts von Arkansas Öl bzw. Gas gefunden wurde. Unter dichten Deckschichten kann sich in Rücken klüftigen Kalks Öl anhäufen, ebenso in Korallenriffen (Abb. 214).

An *Diskordanzen* kann sich Erdöl stauen. Das bekannteste Beispiel dafür ist das Ost-Texasfeld (Abb. 215).

*Sandlinsen* sind oft ehemalige Flußläufe. Wenn sie gekrümmt und verzweigt sind, heißen sie „Shoestrings“. Eine Anreicherungs-möglichkeit von Öl in geneigten Sandschichten ergibt sich dann, wenn diese schichtaufwärts vermergeln,

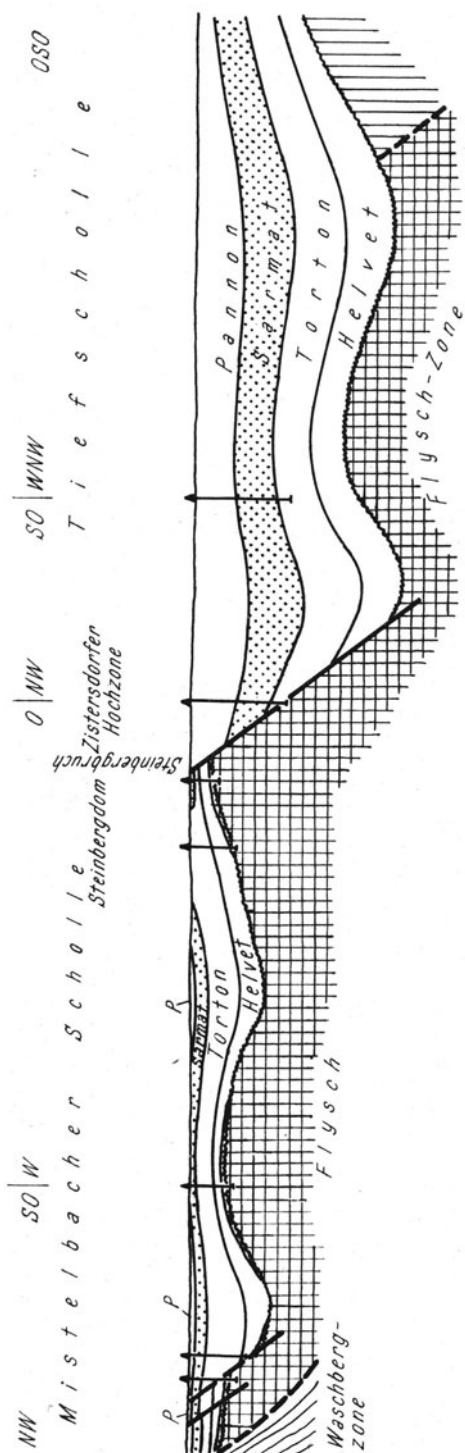


Abb. 211. Transgredierende Basisschotter führen das Öl von St. Ulrich-Hauskirchen im Wiener Becken. (Nach R. JANOSCHEK.)

also undurchlässig werden. Solche Faziesänderungen sind am ehesten auf Grund paläogeographischer Studien voraussagbar. Einen wiederholten Wechsel von Ölsand und Kalk zeigt das Hull Silk Feld in Texas (Abb. 216). Um Korallenriffe ist besonders an der Lagunenseite poröser Detritus sedimentiert. Die Sandfazies alter Küstenlinien liefert Ölspeicher (Wilcox-Sand in Texas, Abb. 217).

Die Erkennung und Prognose stratigraphischer Fallen ist unvergleichlich schwieriger als die der tektonischen, welche ja meist bis zur Oberfläche durchscheinen. Auch auf die Geophysik sprechen die Faziesänderungen wenig an. Vertiefte geologische Kenntnis des Gebietes und mehr Bohrungen werden für die Auffindung benötigt. Paläogeographische Karten, Fazieskarten und Mächtigkeitskarten dienen der geologischen Erkenntnis.

### Sekundäre Ölvorkommen

Die geschilderten Ölfällen sind die primären, exploitationswürdigen Lagerstätten. Aus ihnen kann das Öl nach oben entweichen, wie es schon bei posthumer Antiklinalen erwähnt wurde, wo sich das Öl nochmals in einer schwächeren, jüngeren Sattelung angehäuft hat. Das Öl entweicht zuweilen auch gegen die Erdoberfläche in die auflagernden Quartärschichten. Es wird daselbst durch Grundwasserströmungen verschleppt, um schließlich in Quellen abseits zum Vorschein zu kommen. Unterhalb des Ölfeldes von Campina im Prahowatale bringen die Quellen der diluvialen Schotterterrasse reichlich das aus auflässigen Bohrungen in den Schotter übertretende Öl zutage. Die Ölausbisse der Murinsel in



Kroatien sind solches durch Grundwasser verschlepptes Erdöl. Sie haben weit abseits von der geeigneten Struktur zu erfolglosen Tiefbohrungen Anlaß gegeben. Auch in Baku kennt man im quartären Sand abseits von der Antiklinale derartige Ölaustritte. Gelegentlich, wie im Jungtertiär von Mexiko, kann solches sekundäres Öl in geeigneten Fällen sich neuerlich bis zur Exploitationsfähigkeit anreichern.

### Ölfeldwasser

In den Ölfeldern gibt es normales Grundwasser, das mit der Oberfläche in Verbindung stehend, den Gesetzen der Hydrologie folgt und in chemischer Hinsicht den anderen Grundwässern der Gegend analog ist. Es kann über, unter oder zwischen den Ölsanden auftreten. Überdies aber enthalten die Ölreservoirs selbst ebenfalls Wasser, das mit Öl zusammen oder nach ihm als Randwasser auftritt. Das ist das eigentliche Ölfeldwasser. Auch dieses kann eventuell auf weiten Umwegen mit dem Grundwasser kommunizieren.

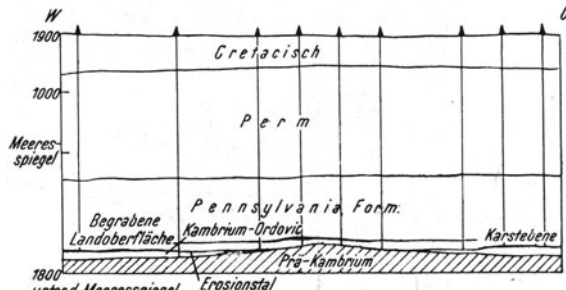


Abb. 212. Verschüttete Berge können eine ganz leichte Aufsättigung des Deckgebirges bewirken, die als Ölfalle dient. Prusa Hill, Kansas. (Nach WALTERS 1947.)

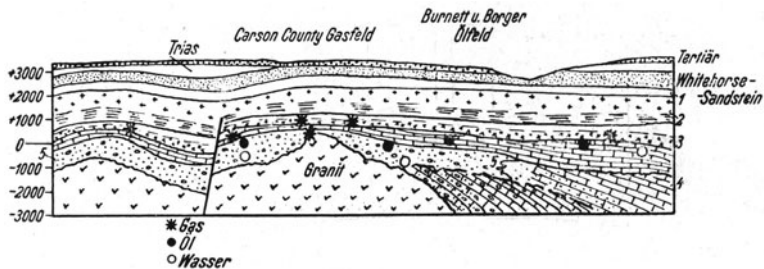


Abb. 213. Gas und Öl des Amarillo Feldes in Texas liegt über einem verschütteten Relief. (Nach SYDNEY POWERS 1931.)

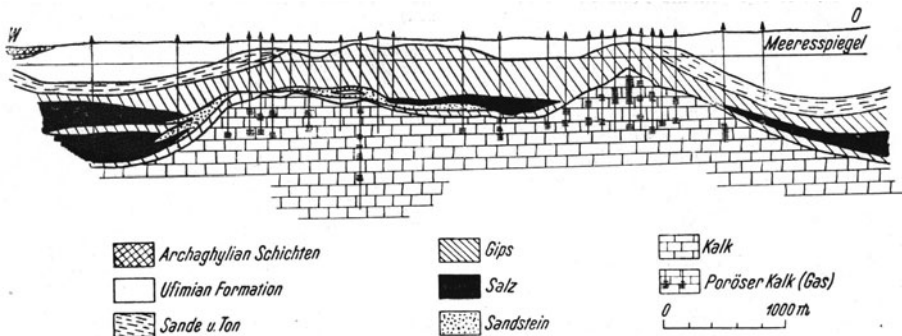


Abb. 214. Im Gouvernement Perm bei Samakowa enthalten Kalkberge unter permischem Ton und Salzschieben Öl. (Nach GUERRASSINOW 1938.)

Die Grenze Öl—Wasser ist ursprünglich oft scharf, ändert sich aber durch das Druckgefälle der Exploitation. Bei groben Sanden tritt zuerst eine Emulsion auf, deren Wassergehalt im Laufe der Exploitation auf das Vielfache des Öls

zunimmt bis schließlich die Exploitation nicht mehr lohnt. Im abgepipten Öl werden 2% Wasser geduldet. Produktive Bohrungen können die zehn-, ja sogar vierzigfache Wassermenge liefern. Die Emulsionierung ist oft eine Begleiter-

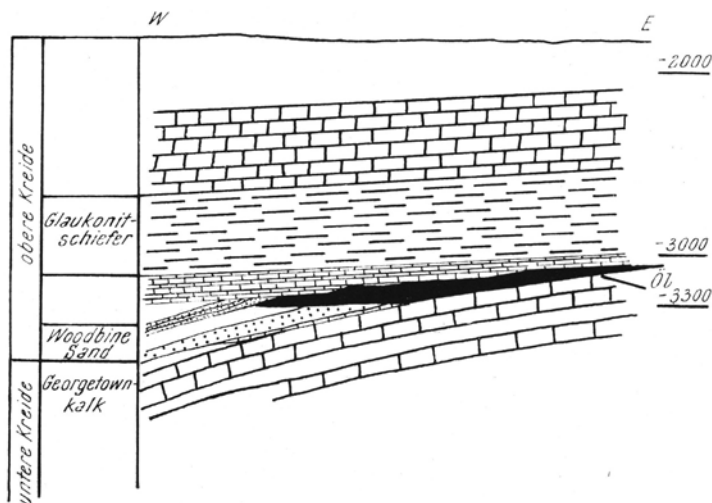


Abb. 215. Erdölanreicherung an einer Diskordanz, Osttexasfeld. (Nach LEVORSEN.)

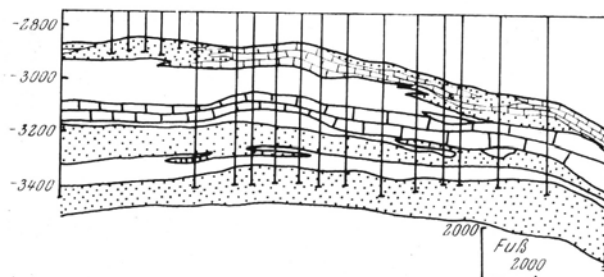


Abb. 216. Stratigraphische Falle durch Fazieswechsel von Sand und Kalk. Erdöl im Sand. (Nach THOMSON.)

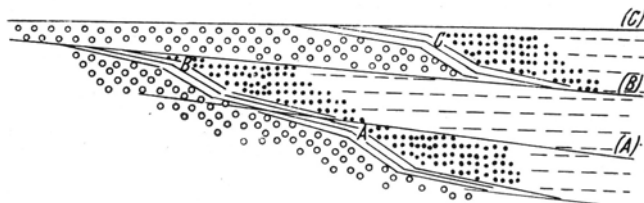


Abb. 217. Alte Küstenlinien bei Trans- und Regressionen bilden stratigraphische Öllager; Schema für den Wilcox Sand (Nach ECHOLS u. MALKIN.)

scheinung der Exploitation und kann durch diese beeinflusst werden. In ausgebeuteten Ölfeldern hat man wiederholt bemerkt, daß dann, wenn das Feld lange Zeit schon still lag, sich in den höchsten Teilen der Struktur Ölflecke wieder zusammenschlossen und neuerlich eine Zeitlang die Gewinnung lohnend machten.

Dieses, dem Öl nachfolgende Wasser, das Randwasser, ist meist salzig. Der Salzgehalt kann über oder unter dem des Meerwassers liegen. In der Regel enthält

es keine Sulfate, dahingegen ist es oft schwefelwasserstoffhaltig. Ob die Reduktion des Sulfats auf bakterielle Tätigkeit oder unter Einfluß der Kohlenwasserstoffe erfolgt ist, ist noch unentschieden. Wichtig ist der Gehalt an Jod und auch an Brom. Der Jodgehalt kann so groß sein, daß an seine Nutzung gedacht wird, jedenfalls ist er beträchtlich höher als im Meerwasser, in Rumänien beispielsweise bis 38 und 58 g/m<sup>3</sup> gegen 2,4 im Kubikmeter Meerwasser. Von Surabaya auf Java werden sogar 150 g/m<sup>3</sup> Wasser gemeldet. Auch der Borsäuregehalt der Ölfeldwässer und der Wässer der Schlammvulkane ist höher als im Meer. Wichtig für die Beurteilung der Herkunft des Ölfeldwassers ist ferner, daß es auch in Süßwasserablagerungen konzentrierter als Meerwasser sein kann, z. B. im Daz von Rumänien. In den Appalachen ist das Ölfeldwasser des Oberkarbons in der Konzentration etwas unter jener des Meerwassers, im Unterkarbon etwas darüber und im Devon viel konzentrierter. Vom Ausfluß der Ölsande nimmt die Konzentration gegen das Öl zu. Untereinander lagernde Ölsande können Wässer von sehr verschiedener Konzentration und verschiedener Zusammensetzung enthalten. All dieses spricht dafür, daß im Ölfeldwasser nicht einfach fossiles Meeresswasser vorliegt. ARCHANGELKI hat festgestellt, daß das im Faulschlamm des Schwarzen Meeres stagnierende Wasser anders zusammengesetzt ist als das darüber liegende Meeresswasser. Diagenetische Vorgänge und Basenaustausch mit dem Schlamm finden dort statt. Auch schichtweise ist in diesem Meeresschlamm die Salzzusammensetzung des Wassers verschieden. Infolge von Oxydation ist oben im Schlamm ein Sulfatgehalt nachweisbar, der tiefer fehlt; oben ist das Wasser reicher an Kali, unten an Magnesia. Dieses Wasser im Schlamm des Schwarzen Meeres gleicht dem Ölfeldwasser des benachbarten Grosny. Wenn im Ölfeldwasser fossiles Meeresswasser vorliegt, so ist es in analoger Weise stark verändert. Es kann aber auch das aus den Tonschichten bei der Verfestigung ausgequetschte Wasser sein, das unter Einfluß der Durchgasung konzentriert wurde. KREJCI GRAF ist geneigt, das Ölfeldwasser und seine Salze auf den biogenen Wassergehalt der Organismen zurückzuführen, aus denen das Öl entstand.

Die Zusammensetzung der Wässer in den einzelnen Horizonten eines Feldes ist nicht immer gleich. So können Wasseranalysen zur Korrelation von Horizonten mitverwendet werden. Das Wasser des 8. Tortonhorizontes im Feld Matzen enthält mehr Chlorid, aber weniger Carbonat, als das des 16. Tortonhorizontes. Meist nimmt die Konzentration mit der Tiefe zu, in Baku aber ist es umgekehrt.

Neben dem Randwasser, welches den Bereich der Ölführung umgrenzt, gibt es noch ein kapilar gebundenes Wasser, das mit dem Öl zusammen auftritt. Es heißt *Haftwasser*. Seine Menge nimmt mit abnehmender Permeabilität zu. Es gibt Ölsande, deren Körner mit einem Film von Haftwasser umgeben sind.

### Migration

Die Art des Auftretens von Öl und Gas, insbesondere seine Anreicherung in tektonischen Strukturen beweist, daß das Öl nicht dort entstanden ist, wo man es heute gewinnt. Es muß zumindest innerhalb des Reservoirgesteins jenen Fallen zugewandert sein. Eine horizontale Wanderung innerhalb der Schichtung ist außer Zweifel. Dafür spricht auch, daß Sättel, die von breiten Mulden flankiert werden, mehr Öl enthalten als solche, die nur durch schmale Mulden getrennt werden. Wenn andererseits eine kleine in Ton liegende Sandlinse mit Öl weitgehend erfüllt ist, so kann ihr das Öl nicht von der Seite zugewandert sein. Hier ist nur Wanderung quer zur Schichtung möglich, denn soviel Organismen, daß sie die Poren weitgehend mit Öl füllen, konnten nicht gut in jenem Sande enthalten sein, zumal nicht Sande, sondern Tone das günstigere Medium für Bi-

tumenbildung sind (S. 327). Wenn weiter Öl verschiedener Qualität schichtweise in den Sanden übereinander liegt, wenn man berücksichtigt, daß in manchen Ölfeldern ausgedehnte Wassersande zwischen den Ölsanden liegen, Wassersande, die allerdings mitunter ihr Wasser erst später von der Erdoberfläche erhalten haben können, wenn man schließlich bedenkt, daß das Öl einer eingelagerten porösen Kalkbank durch seinen Schwefelgehalt von den Sandölen absticht, so wird man zugeben, daß die Migration quer zur Schichtung in nur beschränktem Umfange von vielleicht ein oder ganz wenigen hundert Metern möglich ist. Es gab Zeiten, wo man an Migration quer durch Schichtenpakete von ein oder mehreren tausend Metern Dicke dachte.

Wenn aber, wie im Gerber Feld in Oklahoma, 14 übereinander liegende Sande das gleiche Öl enthalten, so ist hier eine Wanderung quer zur Schichtung bewiesen. Die Wanderung quer zur Schichtung erfolgt offenbar auf Klüften. Die tiefreichenden Erdwachsgängen sind nach KREJCI GRAF solche ehemalige Ölwanderwege mit einem Verdunstungsrückstand.

Öl entsteht im Tonschlamm. Ton ist, wie Versuche der Techniker zeigen, stärker komprimierbar als Sand. Die Verdichtung treibt demnach Ölemulsion und Gas aus dem Ton in die Sandlager. Das ist die Ursache der Migration quer zur Schichtung. Im Sand erfolgt dann die gravitative Sonderung. Versuche haben ergeben, daß diese ungemein langsam erfolgt, wenn kein Gas vorhanden ist. Die kleinen Gasperlen sind es, welche die Emulsion in den Poren des Sandes in Bewegung bringen und die Öltröpfchen weiter vorwärts und aufwärtstreiben als ihre Schwimmfähigkeit im Wasser allein bewirken würde. Die Langsamkeit der Wanderung ist dann erkennbar, wenn in geologisch jung gebildeten Falten das Öl nicht im heutigen Scheitel, sondern tiefer liegt, z. B. in der Ceptura-Antiklinale nach K. KREJCI GRAF. Da ist die Schwersonderung mit der tektonischen Bewegung zeitlich noch nicht mitgekommen.

#### IV. Das Aufsuchen von Öllagerstätten

*Anzeichen:* „Das beste Zeichen für Öl ist Öl“, ist ein Lösungswort sogenannter Praktiker und trotzdem kann man sagen, es gibt sehr große und reiche Ölfelder, die nicht das geringste Anzeichen solcher Art an der Erdoberfläche zeigten. Andererseits können dann, wenn die Ölsande gegen die Oberfläche hin nicht gut abgedichtet sind, „Anzeichen“ in auffälliger Menge vorhanden sein, weil Öl nach oben entweichen konnte, es ist aber in der Tiefe keine ergiebige Lagerstätte mehr vorhanden, wie das hier und da in den Karpathen der Fall ist. Ölspuren in einer Bohrung zeigen an, daß man in einer ölführenden Schichtengruppe bohrt, nicht aber, daß eine Lagerstätte vorhanden ist.

Gas sieht man nur im Wasser zutage kommen. Wegen Verwechslung mit Sumpfgas ist S. 325 schon einiges gesagt worden. Auch Grubengas aus Kohlenflözen kann zutage treten, wie in Orlau (Orlava) und Hruschau (Hrusov) in Schlesien, ehe die Kohlenflöze darunter abgebaut wurden. Nasses Gas (vgl. S. 324) läßt eher Öl erwarten als trockenes Gas. Öl kann in Spuren mit dem Wasser von Quellen zutage treten. Am Wasser schwimmt dann eine schillernde Ölhaut. Bei Flußläufen kann sie durch das Wasser von der Austrittsstelle verschleppt sein und in einem Winkel des Ufers hängen bleiben. Tiefe Tümpel können sich langsam mit braunem Öl füllen. Asphaltöl bildet eine teerähnliche, ringwallartige Kruste um seine Austrittsstelle. Wo ein Ausbiß ständig dickes Öl oder Asphalt liefert, dort darf man ein reiches Öllager erwarten. Gasblasen, die im Wasser aufsteigen, können unter Hinterlassung eines farbig schimmernden ringförmigen Ölhäutchens, das sich zu einem Ölfleck schließt, zerspringen. Eisenoxyd bildet in einer schwachen Quelle ebenfalls eine schimmernde, schleimige Schmiere, die

aber verrieben, rostbraun ist. Die schillernden Häute, die das Eisenoxyd am Wasser schwimmend bildet, zerreißen, mit einem Grashalm zerrührt, in schwimmende, eckige Fetzen, Öl dagegen in Schlieren, beide sind also immer leicht zu unterscheiden. Eine Haut von Paraffinöl auf recht kaltem Wasser ist ebenfalls fest und zerreißt eckig: abgestreift ist sie weiß, nicht eisenbraun. Ölaustritte in Quellen können derart reichlich sein, daß sie abgeschöpft und verwertet werden. Das waren die ersten Gewinnungsarten für Erdöl in Mesopotamien.



Abb. 218. Schlammvulkane bei Busen. Dr. R. NOTH phot.

Im Ausbiß können ölführende Sande als bräunliche (Paraffinöl) oder dunkle (Asphaltöl) Streifen erscheinen. Sandsteine geben beim Zerschlagen Ölgeruch, ebenso Konkretionen. Spuren von Öl im Sand erkennt man mit Äther, eventuell Chloroform und Verdunstung des Lösungsmittels auf einem Teller.

Asphaltlagerstätten und Erdwachsgänge sind Anzeichen oder Überreste von Öl. Erdwachsgänge münden unten oft in Ölsanden.

Die oben erwähnten Eigenschaften des Ölfeldwassers sind als Anzeichen gut verwendbar, also Salzwasser, aber sulfatfrei mit reichlichem Gehalt an Erdalkalicarbonat. Schwefelwasserstoffquellen sind ein häufiger Begleiter des Erdöls.

Chemische Methoden, um Spuren von Öl oder Gas in den Bohrproben während des Betriebs nachzuweisen, sind üblich geworden. Dazu gehört die Behandlung der Probe mit den Extraktionsmitteln Äther oder Chloroform, die verdunstend einen Ölrückstand ergeben, sowie das Auskochen der Proben. Im Ultraviolettlicht fluoresziert Öl gelb bis bläulich.

Häufig ist über ölführenden Salzdomen die Temperaturzunahme rascher als normal.

Schlammvulkane kennzeichnen viele Ölfelder. Es sind dies bis 30 m hohe, mitunter, wie in Siebenbürgen, auch nur ganz wenige Dezimeter hohe Kegel, aus deren Gipfel zeitweilig oder häufig Schlammereptionen erfolgen. Der Schlamm fließt in dicken Strömen über und hat den Kegelberg gebildet. Jede solche Eruption ist mit dem Aufsteigen großer Gasblasen verbunden. Die Eruptionen können fortlaufend, aber auch mit bis zehnjährigen Pausen stattfinden. Fußgroße Blöcke können ausgeworfen werden. Der Tonschlamm enthält salziges Wasser mit etwas Öl vermischt. Auf Keitsch enthält das Wasser Bor- und Natrium- und aus dem Schlamm wurden Boratknollen gewonnen. Große Schlammvulkane deuten an, daß Wasser in oder über dem Ölsand liegt. Aus vielen Ölgebieten wie Rumänien, Siebenbürgen,

Apscheron, Trinidad, Burma usw. sind solche Schlammvulkane bekannt. Ähnlich, aber ohne Kohlenwasserstoffe sind die Eruptionen mancher Solfataren. Deutliche

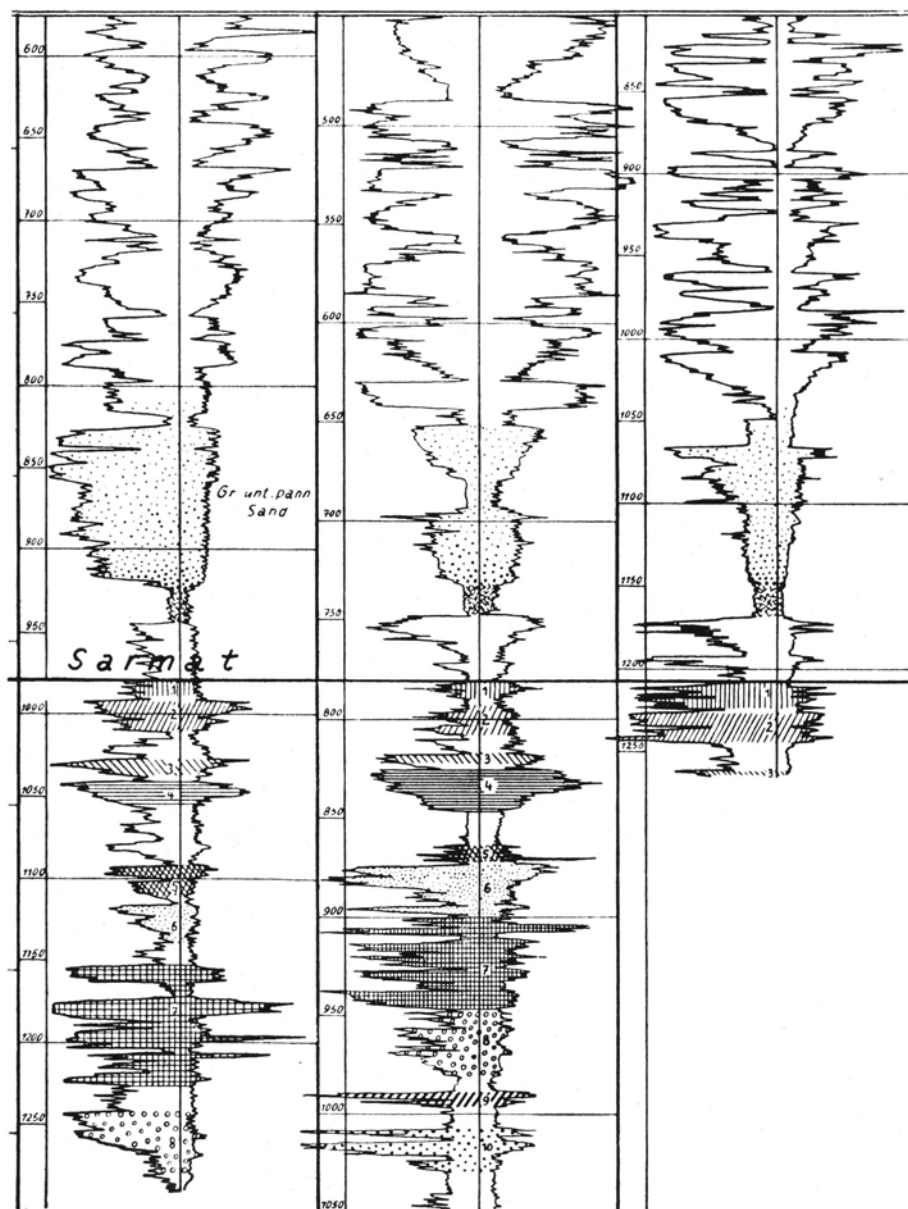


Abb. 219. Schlumberger-Diagramm von Bohrungen im Ölfeld Zistersdorf. Durch die verschiedenen Bohrlöcher ist unter dem großen unterpannonischen Sand leicht eine dünne Tonbank und darunter die verschiedenen Öl und Wasser führenden Sande des Sarmat zu erkennen.

Erdölanzeichen sind schließlich die Asphaltseen; der Pitch Lake in Trinidad ist 70 m tief.

## Geophysik

Für die Arbeit des Geologen leistet die Geophysik außerordentlich wertvolle Dienste. In vielen Fällen ist eine Geländeuntersuchung ohne Mitarbeit von Geophysikern überhaupt nicht denkbar. Das gilt namentlich für die aufschlußlosen Gegenden, die aus unverfestigten, jungen Ablagerungen aufgebaut werden. In ausgiebigem Maße müssen hier Schürfungen zur Aufklärung der Lagerungsverhältnisse durchgeführt werden.

Seismische und gravimetrische Methoden werden weitaus am meisten angewendet. Ganz im Anfang für die allererste Orientierung wendet man nicht selten auch magnetische Untersuchungen an, wegen der Schnelligkeit und Billigkeit des Verfahrens. Aufwölbungszonen des Untergrundes können damit oft erkannt werden, auch große Verwerfungen. Die elektrischen, auf der Leitfähigkeit der Gesteine basierenden Methoden haben für Erdöl nicht das gebracht, was erhofft wurde, weil in der Nähe der Ölfelder Salzwasser im Erdboden zu sehr verbreitet ist. Auch das Randwasser ist elektrisch schwer zu erfassen. Hingegen hat ein in Frankreich entwickeltes Verfahren, die Tellurik, das die schwachen natürlichen Erdströme mißt, gute Ergebnisse zur Erkennung des von jüngeren Schichten bedeckten Untergrundreliefs geliefert, da mit diesem der vom Strom durchflossene Querschnitt sich ändert.

Die Schlumbergermessungen der Bohrungen sind eine Selbstverständlichkeit (Abb. 219).

Sowohl das Refraktionsverfahren wie besonders das Reflektionsverfahren der Seismik sind heute unentbehrlich, um Ölstrukturen aufzufinden. Selbst dann, wenn keine harten Gesteinsbänke eingelagert sind oder die Ölformation unterlagern, gibt es Anwendungsmöglichkeiten für die Seismik, weil das bankweise Auftreten von Konkretionen schon hinreichende Reflexe geben kann. Salzdome können seismisch ermittelt, umgrenzt und ihrer Tiefenlage nach bestimmt werden. Dauernd sind in den ölproduzierenden Staaten viele seismische Meßtrupps an der Arbeit. Die Gravimetrie hilft bei der Auffindung der Antiklinalen und kann auch andere tektonische Einzelheiten, namentlich Sprünge feststellen. Die ersten Versuche, Salzdome ohne Bohrarbeit zu ermitteln, wurden von Baron Eötvös mit seiner Drehwaage erfolgreich durchgeführt. Die Drehwaage mißt die Größe und Richtung der stärksten Schwereänderungen. Einige Stationen pro Tag kann man mit modernen Apparaten machen. Die Gravimeter messen die Schwere selbst, sind rasch und leicht zu gebrauchen, z. B. fahrbar eingebaut. Auch werden die Gravimeter nicht so sehr durch das benachbarte Oberflächenrelief beeinflusst. Erdhaufen sind beispielsweise in der Nähe der Drehwaage zu beseitigen, Volumen und Gewicht benachbarter Berge zu errechnen. So hilft die Gravimetrie vor allem in der Ebene.

Die Radioaktivität der oberflächennahen Bodenluft ist neben den Ölfeldern höher als über ihnen und kann dazu dienen, die Umgrenzung der Ölführung zu ermitteln. Erdöl absorbiert Radon und scheint tiefer aus dem Boden kommende Strahlung abzuschirmen.

Temperaturmessungen über Salzdomen zeigen durch den Anstieg den Rand an (Abb. 220).

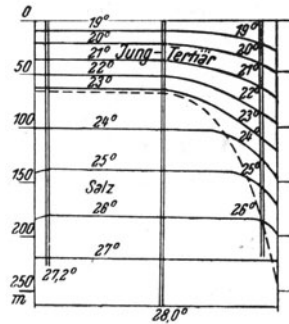


Abb. 220. Wärmerestauung über einem Salzstock. (Nach MINTROP 1942). Tiefenstufe im Salz 41 m, im Jungtertiär 13 m.

### Geochemische Schürfmethoden

Versprechend ließen sich um 1938 geochemische Untersuchungsmethoden an. Bodenluft wurde aus 1–2 m tiefen Sonden angesaugt und auf Spuren von Kohlenwasserstoffen mit empfindlichen Apparaturen untersucht. Überall, Wüstengebiete ausgenommen, zeigen sich in den obersten Bodenschichten kleinste Mengen von Kohlenwasserstoffen. Über Ölfeldern, aber nur über ihrem Rande, ist der



Abb. 221. Luftbild von tropischem Sumpfwald. Links oben NW fallende Schichtenstufen, (in der Mitte oben) von Sprung durchsetzt, rechts davon anderes Gestein. Am Ende des Bruchs alluvialer Schuttkegel. Zur Verfügung gestellt von FAIRCHILD AERIAL SURVEYS, Inc., Los Angeles.

Gehalt an Kohlenwasserstoffen größer als der Durchschnitt der betreffenden Landschaft. Spätere Untersuchungen haben gezeigt, daß 5 und 10 m tiefe Sonden notwendig sind, weil nahe der Oberfläche zuviel Unregelmäßigkeiten auftreten. Auch in Tiefbohrungen wird das Verfahren dieser Spurensuche angewendet und zeigt sich die Annäherung an Ölhorizonte durch Erhöhung des Methangehalts im Tongestein. Bei schweren Ölen zeigte sich 250–500 m über der Lagerstätte eine auffällige Zunahme des Pentan oder schweren Kohlenwasserstoffgehalts.



### Fliegeraufnahmen

Die geologische Geländearbeit erfuhr eine wesentliche Unterstützung und Beschleunigung durch Fliegeraufnahmen, u. zw. durch Vertikal- wie durch Schrägaufnahmen. Bei ersteren, aus etwa 4000 m Höhe, ist die Bodenkultur zwar sehr störend, kann aber, insbesondere wenn Ackerbau nicht vorhanden ist, überraschend günstige Resultate liefern. Systematisch wurden derart Salzdome in Steppen des Flachlandes gesucht, weil an der Vegetation Unterschiede in der Bodenbeschaffenheit erkennbar werden, die am Erdboden selbst nicht überblickt werden können. Es gibt Landschaften in ariden, unkultivierten Gebieten, wo die Fliegeraufnahme eine herrliche geologische Karte darstellt, zu der der Geologe nur noch den Schlüssel verfassen muß. Es gibt auch Landschaften, die geradezu modellähnlich den geologischen Aufbau zeigen, die aber im Flugbilde infolge der Kulturen geradezu nichtssagend sind. Andererseits können Urwaldgebiete im und vielleicht nur im Fliegerbilde tektonische Einzelheiten aufzeigen, die dem, der sich den Weg durch den Urwald bahnt, kaum oder nur mit größter Anstrengung und Zeitverlust erkennbar werden (Abb. 221).

### Anlage von Bohrlöchern

Zu unterscheiden ist zwischen Schurfbohrungen oder Pionierbohrungen ("wild cats" oder "slimhole" der Amerikaner) und den Exploitationsbohrungen der als ölführend erkannten Felder. Die Festsetzung und Beobachtung der ersteren ist Aufgabe der Geologen. Nachdem die Höffigkeit des Gebietes durch Faziestudien, durch Alter und Art der Schichten eventuell nach Analogie benachbarter Ölfelder grundsätzlich festgestellt ist, sind geeignete Strukturen zu suchen. Man sucht diese lieber in der Mitte des Bassins, als an ihren Rändern, wegen größerer Schichtenmächtigkeit und Kornfeinheit. Alle Möglichkeiten der Ölfallen sind zu berücksichtigen. Geschlossene Strukturen sind offenen gegenüber zu bevorzugen, weil aus letzteren das Öl zutage entwichen sein kann. Die geologische Untersuchung kann nicht genau genug sein. Wo die Oberfläche nicht hinreichend durchsichtig ist, sind Schürfungen und Untersuchungsbohrungen oder die Geophysik zu Hilfe zu nehmen. Die flachen Schurfbohrungen stellen die Struktur fest, um so das Ansetzen der Tiefbohrung zu erleichtern. Wegen der Lagerungsverhältnisse werden Kernbohrungen unter allen Umständen bevorzugt. Counterflush-Bohrungen sind wegen der Schnelligkeit und Billigkeit (wenig Wasser) bis 300 m beliebt geworden, aber nur in weichen Gesteinen anwendbar.

Ohne Rücksicht auf andere Gründe als z. B. Wegsamkeit, Wasserbeschaffung sind die ersten Bohrungen dort anzusetzen, wo sie nach der Tektonik am aussichtsreichsten sind, insbesondere auf dem höchsten Teil der Struktur. Man bohrt auf schlecht wegsamen Abhängen und rückt mit der Exploitation auf das Meer hinaus. Auf Piloten oder schwimmendem Meeresfloß zu bohren ist gar nicht unökonomisch, anfangs (!) kein Grunderwerb, kein Wegebau, billiger Transport. Oberflächennahes Wasser ist immer sorgfältig abzusperren. Man macht jetzt diese Untersuchungsbohrungen mit besonderen Geräten, kleinem Durchmesser (Verrohrung nur nächst der Oberfläche) und mit möglichst großer Kerngewinnung. Bei entsprechender Dickspülung können 2–3000 m tiefe Bohrungen unverrohrt bleiben. Die Untersuchung der Ölführung erfolgt später nach den unten zu besprechenden Methoden. Wegen der Schnelligkeit der Arbeit sind derartige eigene Untersuchungsbohrungen billiger als die größeren Querschnitt aufweisenden und entsprechend verrohrten Exploitationsbohrungen. In diesem sind wasserführende Sande mit der Rohrtour (casing) und durch Zementierung abzusperren. Wasser dringt leichter in Ölsand, als Öl in Wassersand ein. Es könnte sonach durch

Wasserzuflüsse der Ölaustritt im Bohrloch gehindert werden (Verwässerung) (Abb. 222). Wenn es ganz wahrscheinlich ist, daß man auf dem höchsten Punkt der Struktur die Gaskappen erschließt, kann man auch ein wenig abseits mit der ersten Bohrung beginnen.

*Spülung.* Von großer Bedeutung für die Bohrarbeit ist die Spülung. Um Ausbrüche von Öl oder Gas zu vermeiden und um nachfallendes Gebirge oder lockere Sande zu bekämpfen, wird allgemein Dickspülung angewendet. Diese besteht aus einer Tonsuspension im Wasser. Um hohe Gasdrucke oder stark

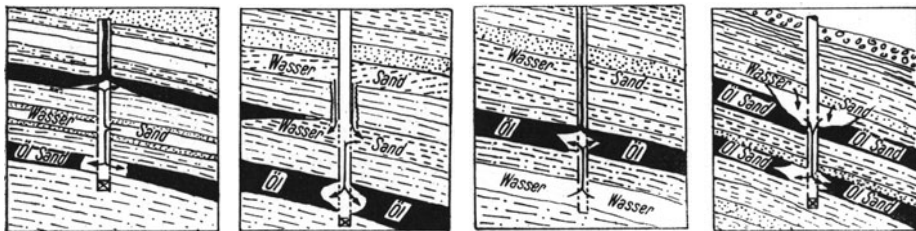


Abb. 222. Wasser dringt leichter in Ölsand ein als Öl in Wassersand, darum Absperren, um von oben oder unten Verwässerung zu vermeiden.

treibende Gesteinsschichten („gumbo“ im Golfgebiet) unschädlich zu machen, wendet man tunlichst schwere Spülungen an, wozu fein gemahlener Baryt, Haematit oder anderes Erz dem Ton zugesetzt werden (spez. Gew. 2,25 ist erreichbar). Solche dicke und schwere Spülung würde bei Pumpenstillstand rasch sedimentieren, der Meißel würde „einfrieren“. Man verhindert dieses durch Zusatz von Bentonit oder von Bentonitpräparaten wie Tixoton, Aquagel, die die Eigenschaft haben, im Ruhestand rasch zu einem Gel zu erstarren, welches Gel durch kleinste Rührwirkung wieder flüssig wird. Solche Spülung dringt auch schwerer in Ölsande ein. Sie verschmiert die Bohrlochwände. Auch durch Zusatz von Harzen verhindert man das Eindringen der Spülung in Sande. Herstellung geeigneter Spülung ist ein Spezialgebiet der Tiefbohrtechnik geworden. Auch Rohölspülung wird in Anwendung gebracht, ebenfalls unter Ton- etc. Zusätzen.

Nicht immer ist es leicht zu erkennen, daß Öl angebohrt wurde. Es ist vorgekommen, daß Ölsande, unerkant durchbohrt wurden, deren Öl später vehement eruptierte und die ganze Umgebung des Bohrturms überschwemmte. Verschiedene Gassande des südlichen Oberschlesien wurden derart überbohrt. Erst beim Ziehen des Meißels oder der Rohre brach das Gas infolge Druckentlastung aus. Spuren von Öl, die am Wasser der Schmandgrube schwimmen, können einen Ölsand verraten. Jeder Sand ist auf seine Ölführung besonders zu untersuchen. Meist bohrt man erst die ganze sandführende Formation durch, um sie dann der Reihe nach von unten nach oben zu prüfen. Kerne des Sandes zeigen seine Sättigung und sind wichtig zur Ermittlung seiner Porosität und Durchlässigkeit. Nach einem neuen Schlumberger-Verfahren kann man kleine Kernpfropfen aus den Wänden des Bohrlochs herausholen.

Die *Bohrproben* müssen in verschiedener Hinsicht sorgfältig untersucht werden; sie sind petrographisch genau zu beschreiben, ihr Gehalt an Mikrofossilien und Schwermineralien wird im Laboratorium bestimmt. Alle diese Daten dienen zur Korrelation und zur Erkennung von Leithorizonten.

Bei Kernen von Speichergesteinen werden Porosität und Durchlässigkeit bestimmt. Ölführung wird durch Extraction, durch Heißwasserbehandlung und mit der UV-Lampe erkannt.

*Physikalische Bohrlochuntersuchungen* sind jetzt das gebräuchlichste Mittel zur Prüfung der Sande. Nach dem Schlumberger Verfahren werden Porosität und elektrische Leitfähigkeit untersucht und graphisch als Kurve aufgenommen (Abb. 219). Geringe Porosität und kleiner Widerstand bei der Leitung des elektrischen Stromes zeigt Tonlager an. Große Porosität und geringer Widerstand entspricht wasserführenden Sanden und große Porosität und großer Widerstand ist das Merkmal für Öl- und Gassande. Irrtümer und damit Nichterkennung von Ölsanden kamen bisweilen infolge hohen Haftwassergehaltes zustande, welches den Widerstand herabsetzt. Es sind auch noch analoge Bohrlochuntersuchungen mit Gamma-Strahlen und Neutronen in Anwendung gebracht worden. Während die Schlumberger-Untersuchungen im unverrohrten Loch durchgeführt werden müssen, sind wegen der starken Durchdringungsfähigkeit der Gamma-Strahlen die radioaktiven Untersuchungen auch im verrohrten Loch möglich. Hochwerte mit Gamma-Strahlen zeigen

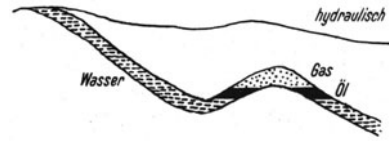


Abb. 223. Schema des hydraulischen Regimes in Ölfeldern, „water drive“.

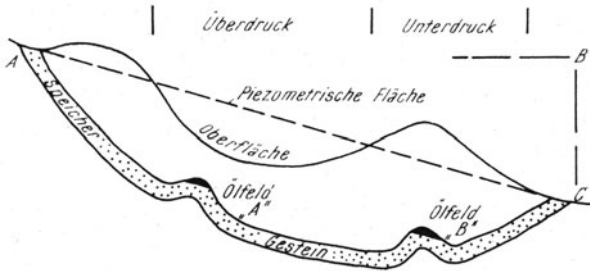


Abb. 224. Schema der Beziehung zwischen hydrostatischem Druck und Erdoberfläche. (Nach LEVORSEN.)

bohrlöcher die entsprechende Tiefe erreicht haben. Sie zeigt, welche Teile des Bohrlochs auf ihre Ölführung genauer zu prüfen sind. Die Prüfung erfolgt von unten nach oben. Eigene Formationstester ermöglichen die Untersuchung von Öl- und Gasschichten auf ihren Inhalt. Nach Einbau von Rohren kann abschnittsweise perforiert und weiter geprüft werden.

Auch in den Exploitationsbohrungen bohrt man dann bis zur produktiven Zone, stellt durch SCHLUMBERGERmessungen deren Grenzen fest und verrohrt bis zu ihr und zementiert die Rohe über ihr eventuell auch darunter, um Verwässerungen zu vermeiden (Abb. 222).

In hartem Gestein tritt das Öl als Kluftöl auf. Trifft das Bohrloch zufällig nicht auf eine Spalte, so bleibt es trocken. Torpedieren, d. h. eine Sprengung im Hartgestein, erschließt dann oft noch das Öl.

Trotz vieler Behelfe ist das Suchen nach Erdöl noch mit Risiken verbunden. Weitaus die meisten Bohrungen dienen der Exploitation der als ölführend bekannten Gebiete. Nur ein kleiner Prozentsatz dient der Ausforschung neuer

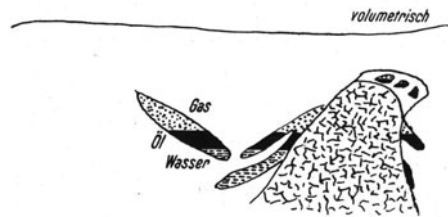


Abb. 225. Schema des volumetrischen Regimes in Ölfeldern, „gas drive“.

Gebiete. Nach der USA-Statistik waren in der Zeit von 1937 bis 1945 nur 12% der wild cats fündig. Das Verhältnis ist ganz ähnlich, wenn statt der Zahl der Bohrungen die abgebohrten Meter eines Jahres berücksichtigt werden.

## V. Die Lagerstättenenergie

Immer steht das Gas und Öl in der Erde unter Druck. Immer steigt dieser mit der Tiefe. Mit großen Abweichungen nach oben oder unten entspricht er dem hydrostatischen Druck der Tiefe. Diese Druckverhältnisse gelten dann, wenn das Randwasser irgendwie mit der Erdoberfläche kommuniziert (Abb. 223). Beherrscht dieses Prinzip allein das Feld, so kann infolge der Produktion der Druck in der Lagerstätte wohl vorübergehend abnehmen, aber im kürzere oder längere Zeit geschlossen gehaltenen Bohrloch baut ihn das nachrückende Wasser wieder auf. Das Öl wird durch den Wasserdruck zum Bohrloch getrieben (*water drive*). Höhenlage des Sandausbisses im Vergleich zur Höhenlage des Ölfeldes und Reibungswiderstände in der Lagerstätte bringen die Abweichungen nach oben und unten von der Norm (Abb. 224).

Herrscht das volumetrische Prinzip (Abb. 225), so ist das komprimierte, freie Gas und auch das gelöste Gas die Quelle der Energie (*gas drive*). Die Kompression des Gases rührt her von der Verdichtung der Gesteine infolge der Belastung oder des tektonischen Druckes und steigt naturgemäß auf höhere Werte als sie die Hydraulik liefert. Während der Ölproduktion nimmt der Druck und damit auch die Produktion allmählich auf Null ab. Das Gas nimmt den Platz der Flüssigkeit ein. Bei Gasfeldern kann man die Reserven im Erdboden aus dem Druckfall, den die Entnahme einer gemessenen Gasmenge bewirkt, errechnen. Ist kein oder nur wenig freies Gas vorhanden und das Vorkommen in den Kapillaren eines großen Raumes verteilt, so nehmen Druck und Produktion auch auf Null ab, solange aus den Kapillaren frei abfließendes Öl vorhanden ist. Das zurückbleibende Öl wird durch Adhäsion festgehalten. Hier sind die Schwerkraft und die Kapillarkräfte für die Produktion entscheidend.

In der Natur sind diese Fälle nicht streng getrennt. Ist beispielsweise freies Gas vorhanden, so ist seinem Druck entsprechend auch gelöstes Gas vorhanden. In dem Maße als der Druck durch Exploitation nachläßt, wird gelöstes Gas frei. Darum nimmt die Gasmenge im Laufe der Exploitation zu. Die Exploitation erfolgt hier unter natürlichem "gas drive". In einem noch späteren Stadium der Exploitation kann sich noch hydrostatischer Druck bemerkbar machen und natürlicher "water drive" eintreten. Viele Ölfelder unterliegen dieser doppelten Energie, erst Gas dann Wasser (siehe Abb. 228).

*Lagerstättendruck.* Anfänglich fließt das Öl und strömt das Gas frei, oft mit großer Gewalt aus dem Bohrloch aus. Der Druck des ausströmenden Gases und jener des frei als Springer ausströmenden Öls kann mit der Pitot'schen Röhre gemessen werden. Dieser Druck ist charakteristisch für eine Lagerstätte, wird aber heute kaum mehr gemessen, weil der freie Ausfluß vermieden wird. Wird das Bohrloch oben abgesperrt, so steigt rasch der Druck darin bis zu einem stationären Maximum, das ist der Druck des geschlossenen Bohrlochs (Schließdruck, closed in pressure). Kennt man das Gewicht der in diesem Zustande vorhandenen Gas- und Flüssigkeitssäule, so kann man daraus den Druck an der Bohrlochsohle (*Sohldruck*, bottom hole pressure) berechnen. Da aber diese Gewichte schwer zu ermitteln sind, ist es besser, den Bohrlochsohldruck zu messen. Er ist eine für die Lagerstätte und die Produktion wichtige Größe. Der Druck in der Lagerstätte (*Lagerstättendruck*) ist noch etwas größer, weil Reibungswiderstände zu überwinden sind, um den Inhalt der Lagerstätte in das Bohrloch

zu befördern. Bleibt das Bohrloch längere Zeit geschlossen, so steigt darin der Sohl Druck an bis zu einem Maximum, das dem Lagerstättendruck sehr nahe kommt. Er ist charakteristisch für das ganze Feld. Aus der Zeitspanne, die für diese Druckzunahme nötig ist, kann auf die Durchlässigkeit des Sandes geschlossen werden. Der Lagerstättendruck nimmt im Lauf der Exploitation ab, wofern er nicht durch das nachdringende Randwasser wiederaufgebaut wird.

In der Lagerstätte kann neben Öl und Wasser auch noch etwas freies Gas in kleinen Blasen vorhanden sein. Außerdem ist eine dem Lagerstättendruck entsprechende Menge von Gas im Öl gelöst. Verschiedene Öle haben verschiedene Löslichkeit für Methan. Diese kann für verschiedene Drucke experimentell ermittelt werden, wobei die Temperaturzunahme in der Erde zu berücksichtigen ist. Das im Öl gelöste Gas vermindert die Viskosität des Öls. Propan und höhere Kohlenwasserstoffe sind bei den in der Tiefe herrschenden Drucken und Temperaturen schon flüssig. Die Gasmenge, die das Öl beim Lagerstättendruck lösen kann, ist das gelöste Gas. Das andere ist das freie Gas. Rings um das produzierende Bohrloch bildet sich eine Zone, in der der Lagerstättendruck gegen das Bohrloch zu abnimmt. In dieser Zone wird aus dem Öl Gas frei. Es bildet sich also ein Schaum. Jeder Schaum ist viskoser, als die reine Flüssigkeit. Dies und die Adhäsion des Öls in den Kapillaren der Lagerstätte sind die Ursache, daß der Druck im Ölsande abseits vom Bohrloch ansteigt, selbst dann, wenn das Bohrloch geschlossen ist. Die Physik nennt diese Druckänderung in Kapillaren, welche Flüssigkeit und Gasblasen enthalten, *Jamin-Effekt*. Der Jamin-Effekt ist die Ursache, daß benachbarte Bohrlöcher verschiedenen Sohl Druck zeigen können, der erst bei längerem Absperren sich ausgleicht. Bei schräg liegenden Ölsanden nimmt der Druck in der Richtung des Fallens nach unten zu, wobei das spez. Gew. des Öles, sowie die Temperatur von Einfluß sind.

Der Lagerstättendruck ist dafür ausschlaggebend, ob ein Bohrloch eruptiv wird, er befördert auch das Öl zutage. Reicht er dazu nicht oder nicht mehr aus, so muß das Öl gepumpt werden. Während das Öl im Bohrloch aufsteigt, wird gelöstes Gas frei. Seine Blasen tragen die Flüssigkeitssäule zum Teil in die Höhe.

Da der Druck mit der Tiefe zunimmt, können die Eruptionen gefährliche Gewalt annehmen. Dos Bocas in Mexiko ist eines der ältesten Beispiele. Bohrzeug und Rohre wurden herausgeschleudert. Das Loch warf aus 550 m Tiefe Millionen Tonnen Öl, Schlamm und Sand aus. Ein Krater bildete sich, in dem der Bohrturm verschwand. Entzündung durch Funkenbildung war eingetreten, so daß ein furchtbarer Brand entstand. Zum Schluß spie das Bohrloch heißes Wasser, das den Brand löschte. Nichts hat das Bohrloch produziert. In Moreni währte ein solcher Brand zwei Jahre lang. Auch im Norden des Zistersdorfer Reviere in Niederösterreich entstand ein großer Krater durch ein „wild gewordenes Bohrloch“.

Es ist Aufgabe des Bohrtechnikers, Vorbereitungen zu treffen, um das Bohrloch sofort bei Anbohren von Gas oder Öl sicher zu schließen, im übrigen dient die Dickspülung zur Rückhaltung des Lagerstättendruckes.

Das Gas im Ölfeld ist der Träger der Energie des Öls. *Es ist oberstes Prinzip jeder Produktion, womöglich kein freies Gas aus dem Bohrloch entweichen lassen*, was durch Einbau enger Düsen an den Steigrohren „tubing“ erfolgt. Das im Öl gelöste Gas kann unmöglich zurückgehalten werden. Gassande, die über dem Öl liegen, sperrt man durch Zementation ab, damit ihr Druck dem Öl erhalten bleibt.

Es gibt Ölfelder mit excessiv hohem Gasdruck, z. B. in Boldesti, Tintea in Rumänien, Khauerfeld des Pendjab südlich des Himalaya. In solchen Fällen

sitzt auf Antiklinalen die Gaskappe mitunter schief. Es ist anzunehmen, daß in diesen Fällen die Faltung der Sättel die Entstehung der Gaskappe überdauert hat. Bei dem Vorwärtsrollen einer schiefen Falte verringert sich das Porenvolumen des Sandes, wodurch das Gas unter derart hohen Druck kommt. Verbindung auf Klüften mit tiefer liegenden Sanden kann ebenfalls Ursache des überhöhten Gasdrucks sein. Schließlich kann auch die Last des Deckgebirges, die bei der Verdichtung der Tone Öl und Gas in die Poren des Sandes zwang, zu Lagerstättendruckern führen, die über dem hydrostatischen liegen. Mit der Schonung des Gases wird auch der Druck erhalten.

Temperaturmessungen in produzierenden Bohrungen zeigen in den Ölsanden sprunghafte Temperaturänderungen (HÜGEL), die durch das Freiwerden des gelösten Gases bedingt sind.

## VI. Vorratsberechnung und Ergiebigkeit

Es gibt grundsätzlich zwei Methoden der Vorratsberechnung von Erdölfeldern: die volumetrische Methode, welche den Ölinhalt des Speichergesteines aus seinem Volumen ermittelt und die Methode der extrapolierten Produktionskurve.

Bei der *volumetrischen Methode* ist der Vorrat gleich dem Produkt von ölführender Fläche  $\times$  Mächtigkeit  $\times$  Porosität  $\times$  Sättigung  $\times$  Ausbringen. Die ölführende Fläche ist bekannt, wenn die Randwasserlinie durch Bohrungen bekannt ist. Allfällige Partien porenarmer Sandbereiche müssen abgezogen werden. Die Porosität wird aus Kernen experimentell bestimmt. Sand hat 20–35% Porenraum (im großen Durchschnitt 25%), Sandstein 5–20%, Konglomerat 30%, klüftiger oder zelliger Kalk und Dolomit bis 40%. Die Sättigung des Porenvolumens mit Öl ist verschieden je nach dem Haftwassergehalt und liegt oft zwischen 50 und 66%. Von diesem Öl in der Lagerstätte sind aber bei feinporigen Gesteinen nur 15–30%, bei grobporigen 30–35% ohne Anwendung sekundärer Entölungsverfahren gewinnbar. Bei Anwendung derselben kann die Ausbeute bei den ersteren auf 50%, den letzteren auf 70% gesteigert werden. Schließlich ist der Volumsschwundfaktor zu berücksichtigen, der bei der Gasentbindung aus dem Öl zur Geltung kommt.

Auch beim Erdöl kann man sichere, wahrscheinliche und mögliche Reserven verschiedenen Grades unterscheiden (siehe Seite 159). In Anlehnung an die russische Klassifizierung kann man definieren: sicher (Klasse A) sind die Vorräte, wenn das Ölfeld durch entsprechend dicht liegende *Produktionsbohrungen* aufgeschlossen ist und wenn die geologisch-physikalischen Produktionsdaten (Energie, Ausbeute) voll bekannt sind. Wahrscheinlich (Klasse B) sind die an ein bekanntes Feld anschließenden Teile, die durch *Erweiterungsbohrungen* erschlossen sind. Angedeutet ( $C_1$ ) sind Reserven im Bereich fündiger *Aufschlußbohrungen*. Vermutet ( $C_2$ ) sind Reserven, die auf Grund von Analogie mit Nachbarfeldern und vereinzelt Ölanzeichen gefolgert werden.

Die *Produktionsabfallmethode* bedient sich der Tatsache, daß die Produktions-Zeitkurven aus demselben Ölträger bei verschiedenen Bohrungen gleichartig verlaufen. Das geht auf die Gleichartigkeit von Porosität und Druckverhältnissen zurück. Wenn man also ermittelt, wieviele Bohrungen in einem Feld untergebracht werden können, so kann man aus den Produktionskurven der bekannten Sonden auf die der zukünftigen Sonden rückschließen. Eine sehr angenäherte Proportion besagt:

Originaler Sohlendruck: Druckabfall = Reserve: bisheriger Produktion.

Man muß unterscheiden zwischen Anfangsergiebigkeit und Totalergiebigkeit eines Bohrloches. Es gab Bohrlöcher, die am Vormittag nach der Erbohrung

sehr viel Öl und am Nachmittag nur mehr Wasser gaben. Es gibt Bohrungen, wie in Schodnica oder im Paläogen der Moldau, die von Anfang an nur wenig Öl, 10–20 to täglich, diese aber jahrzehntelang lieferten. Die Endergiebigkeit ist das Entscheidende, wenngleich die Ergiebigkeit pro Tag groß genug sein muß, um die Produktionskosten zu decken.

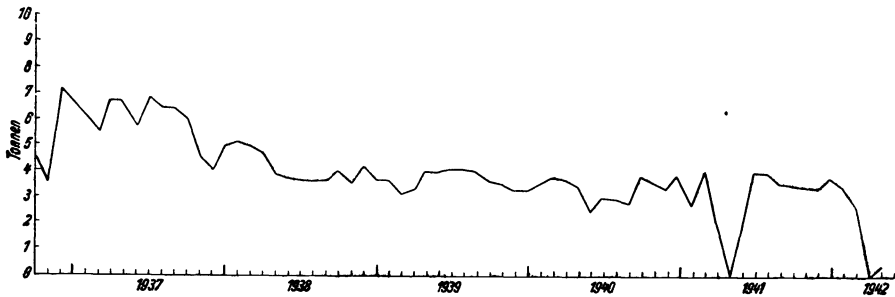


Abb. 226. Produktionskurve eines Sarmatsandes im Ölfeld von Zistersdorf. (Durchschnittliche Tagesproduktion der Monate.)

Die *Anfangsergiebigkeit* einer Bohrung hängt kaum ab von ihrem Querschnitt, wohl aber vom Porenvolumen, vom Volumen des Haftwassers von der Permeabilität (je höher diese, umso größer die Ergiebigkeit), vom Lagerstättendruck, der das Öl ins Bohrloch treibt und überdies aber auch noch von der Viskosität des Öls, denn die Energie, die nötig ist um das Öl durch die Poren zu bewegen, ist der Viskosität direkt proportional. Nachbohrungen können so den Lagerstättendruck vermindern. In einem Felde, das schon lange exploitiert wird, ist der Druck verringert und bringen später begonnene Bohrungen schon von Anfang an weniger. Schließlich ist die Eintauchtiefe des Förderrohres (tubing) in die Lagerstätte maßgebend, damit nicht Gas, das konserviert werden soll oder Wasser, das zurückgehalten werden soll, eindringt.

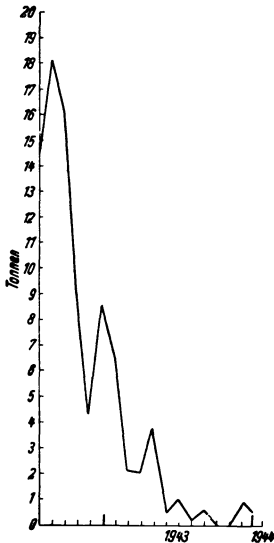


Abb. 227. Produktionskurve (durchschnittliche Tagesproduktion der Monate), aus dem Flyschkonglomerat an der Basis des Jungtertiärs im Ölfeld von Zistersdorf.

In jedem produzierenden Loch und in jedem in Ausbeutung stehenden Ölfeld nimmt der Lagerstättendruck mit der Zeit ab, damit auch die Produktion pro Zeiteinheit. Ganz im Anfang steigt die Produktion unregelmäßig an, bis eine Ausspülung von Sand etc. rings um das Bohrloch eingetreten ist. Dann kommt die Periode des freien Ausfließens, der flush, der allmählich kleiner wird, schließlich muß gepumpt werden. Man kann auch *aus diesem Produktionsabfall die Zukunftsergiebigkeit des Bohrloches errechnen*, denn der Abfall folgt einer Hyperbel. Sie kann ermittelt werden, wenn die Produktionsgröße eines Bohrloches mindestens drei Jahre lang in regelmäßigen Zeitabständen genau festgestellt wird. Die

Bohrungen eines Feldes geben ziemlich die gleiche Hyperbel. Sie gilt also für das ganze Feld. Sonach kann man die Hyperbel, wenn die Beobachtungsdauer nicht ausreichend ist, auch aus aneinandergehängten derartigen Bruchstücken von Nachbohrungen konstruieren.

Für jeden Ölsand ist die Berechnung separat aufzustellen.

In Ölfeldern, die unter dem hydraulischen Prinzip stehen, baut sich der Druck bei langsamer Ölentnahme immer wieder auf und es ist richtig, das Öl so langsam zu entnehmen, daß dieser Druckaufbau dauernd möglich ist. Diesfalls zeigt sich eine sehr langsame Produktionsabnahme (Abb. 226) im Gegensatz zu Gasdruck.

Felder gemischten Prinzips sind an der Produktionskurve zu erkennen, wie WYSZYNSKI am Öl des Boryslaver Sandsteins einer Gruppe von Bohrlöchern.

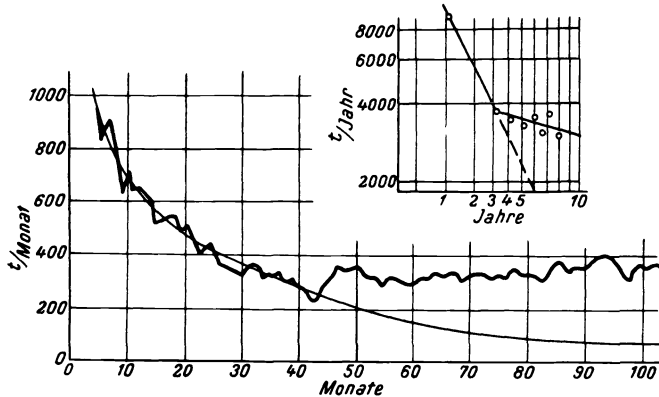


Abb. 228. Produktionskurve einer Bohrung in Mraznica (Ölfeld von Boryslav), die anfänglich unter Gasdruck und später unter hydraulischem Druck Öl lieferte. (Nach WYSZYNSKI.)

des Boryslaver Ölfeldes zeigte. Die Produktionskurven zeigen, welcher Teil des Feldes vom Gasdruck beherrscht wird und welcher vom nachdringenden Randwasser (Abb. 228).

Die Statistik des durchschnittlichen Flächenertrages der USA-Felder zeigte:

USA-Ölfelder:	Paläozoikum	410 t/ha
	Mesozoikum	1700 t/ha
	Tertiär	10720 t/ha
	Californien	17850 t/ha
	Ost-Texas	8250 t/ha
	Texas, Gulf	32250 t/ha
Reiche Ölfelder:	Grosny	25000 t/ha
	Boryslav	20300 t/ha
	Buschtenari	36000 t/ha
Reichste Ölfelder:	Moreni	120000 t/ha
	Apscheron	302000 t/ha
	Tuicani	370000 t/ha

Die größten Anfangsergiebigkeiten wurden im Golfgebiet von Mexiko verzeichnet, wo Cerro Azul IV mit 33.000 t/Tag erbohrt wurde. Nach Lieferung von etwas 13 Millionen Tonnen brach heißes Wasser von 71° durch. Auch das Bibi Eibat Gebiet auf Baku gab Anfangsproduktionen von 16 und 25.000 t/Tag und Totalproduktion von 1 Million Tonnen. Am nachhaltigsten scheinen iranische Ölfelder zu sein, wo die durchschnittliche Anfangsproduktion bei 7000 t liegt und Bohrungen, die schon 6 Millionen Tonnen geliefert hatten, immer noch 1600 t/Tag gaben. Im Felde von Masjid Suleiman beträgt trotz der gewaltigen Produktionen die Druckabnahme nur 1% in 4 Jahren. Der gut durchlässige



Asmari-Kalk liefert dort das Öl. Auch Moreni verzeichnete 2500 to im Anfang und 500.000 to total in einzelnen Bohrungen, ohne daß diese damit erschöpft waren.

### Die Ausbeutung der Ölfelder

Hat eine Pionierbohrung auf einem Sattel oder Dom Öl erschlossen, so wird man eine zweite Bohrung zunächst auf dem anderen Schenkel in der gleichen Struktur-Isophyse anlegen, um die Möglichkeit zu schaffen, beiden Teile zugleich zu exploitiern. Die weiteren Bohrungen, und das gilt auch für monokline und flache Lagerung, bleiben auf der Strukturisohypse in entsprechenden Abständen nach beiden Seiten. Bei wenig gestörten Ölstrukturen verlaufen Gas- und Wassergrenzen ursprünglich regelmäßig (Abb. 229). Das gilt auch bei verworfenen Strukturen, wenn die Verwerfungen eine Kommunikation erlauben (Abb. 230). Dichten aber die Verwerfungen die einzelnen Schollen gegeneinander ab, so muß jede für sich ausgebeutet werden (Abb. 231).

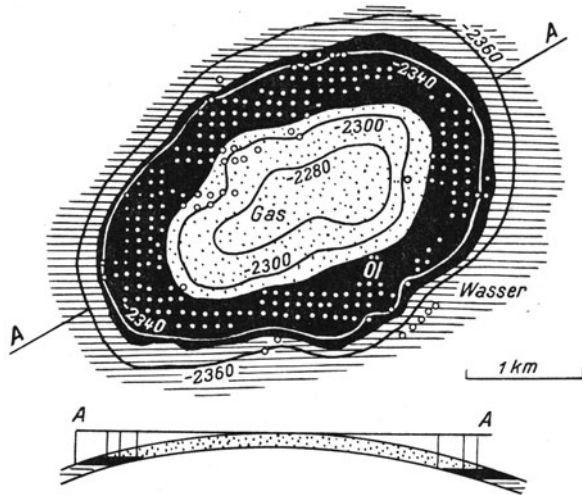


Abb. 229. Ringförmiges Ölfeld auf einem Dom. Regelmäßige Anordnung der Exploitationsbohrungen. Cotton Valley, Louisiana. (Nach CZIANCOURI aus MACOVEI.)

Schon aus ökonomischen Gründen ist man bestrebt, ein Feld mit tunlichst wenig Bohrungen langsam auszubeuten, wenngleich kommerzielle Gründe, wie

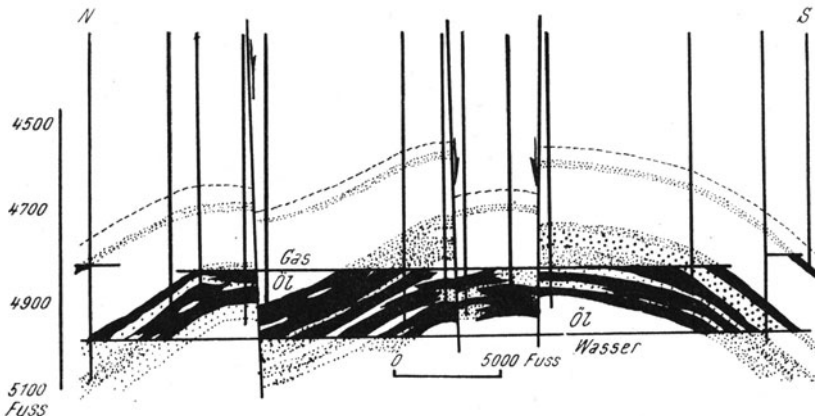


Abb. 230. Gemeinsame Öl- und Gasspiegel in verschiedenen Bruchschollen Conroe Field Texas. (Nach LEVORSEN.)

rasche Ausnutzung einer Konjunktur es mitunter anders gebieten. Dort, wo ein Ölfeld in viele Einzelbesitze parzelliert ist, ist die Versuchung zu konkurrierenden Bohrungen gegeben. Zuerst bohrte jeder in den Eckpunkten der Besitze

oder die Besitzer stellten einander gegenüber Doppelreihen von Bohrtürmen längs der Demarkationen auf. Einheitliche Ausbeutung einer ganzen Struktur ist anzustreben und wird zum Teil von der staatlichen Autorität verlangt, wobei der

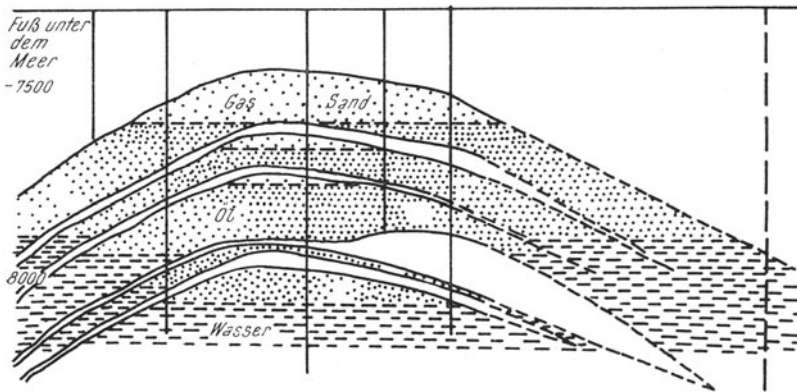


Abb. 231. Gesonderte Öl- und Gasspiegel in verschiedenen Bruchschollen, Kern County, Californien.  
(Nach LEVORSEN.)

Nutzen in gerechtem Verhältnis verteilt, eine Schädigung der Lagerstätte aber vermieden wird. Alte Ölgebiete, wie Boryslav, Baku etc. imponierten durch die Wälder von Bohrtürmen, was ganz unzweckmäßig war.

*Das oberste Prinzip ist Erhaltung der Energie der Lagerstätte, wobei vor allem das die Energie gebende Gas erhalten bleiben muß.* Keinesfalls wird die Gaskappe ausgebeutet, keinesfalls darf freies Gas aus der Lagerstätte entweichen, was durch richtiges Setzen der Förderrohre (tubing) oder durch Einbau von Düsen an denselben erzielt wird.

Mit zunehmender Tiefe steigt der Druck in der Lagerstätte und steigt die Ausbeute. In der Tiefe ist mehr Gas gelöst, was ebenso wie die zunehmende Temperatur die Viskosität verringert. Darum vermeidet man, Öl in weniger als 100 m Tiefe zu erschließen. Darum können tiefere Bohrungen entfernter angelegt werden, als weniger tiefe. Je durchlässiger der Sand und je stärker die Neigung der Schichten, umso weniger Bohrlöcher sind zur Exploitation erforderlich.

Man rechnet bis 300 m Tiefe und bei leichtem, paraffinösem Öl mit 100 m Abstand, bei 1000 bis 1500 m tiefen Bohrungen normal mit 200 m, was 4 ha pro Bohrloch zuweist, für 3000 m Tiefe 400 m, d. i. 16 ha pro Bohrloch. Bei zahlreichen oder sehr mächtigen Ölsanden nimmt man auch weniger. Immerhin geht man z. B. im Maeot von Rumänien kaum mehr unter 200 m Abstand. Im sehr durchlässigen Asmari Kalk des Iran sind 1 km und im Kerkouk Feld des Irak 2 bis 2,7 km eingeführt. Bei reinen Gasfeldern nimmt man ebenfalls viel größere Distanzen, auf flachen Gasdomen in Nordamerika mindestens 16 ha pro Loch. Die Einhaltung großer Distanzen ist jedoch nicht von der Wichtigkeit, wie man in jüngerer Zeit glaubte.

Zu rasche Entnahme kann zur Kanalbildung in der Lagerstätte führen, was unregelmäßiges Nachrücken, Fingerbildung des Gases oder auch des Randwassers zur Folge haben kann. Die letztere ist imstande, weiteren Ölzufluß zum Bohrloch abzusperren. Das Ausspülen von Sand verhindert man durch Filterrohre, sonst könnte das Hangende des Lagers nachbrechen und weitere Ölzuflüsse absperren oder Wassereinträge von oben veranlassen. Das Herannahen des Randwassers macht sich durch Salzwasseremulsion, oft auch durch Temperaturerhöhung des

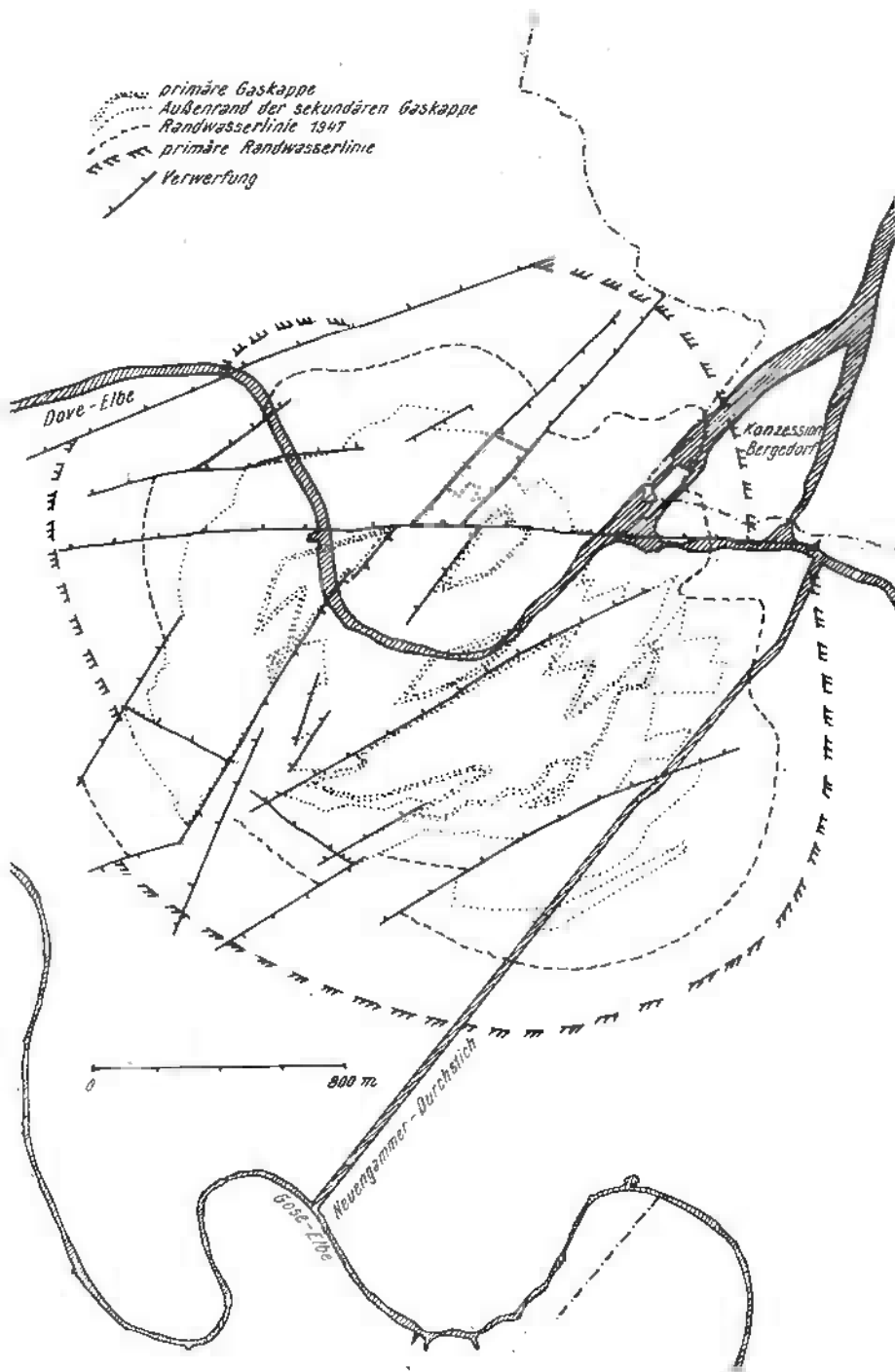


Abb. 232. Gesonderte Öl- und Gasspiegel in verschiedenen Bruchschollen eines Domes. Strukturkarte Reitbrok. (Nach R. BEHRMANN.)

Öls bemerkbar. Man versucht neuerdings durch Radioaktivitätsmessungen im Erdboden die Lage des Randwassers zu ermitteln. *Nur jene Menge Gas darf aus dem Bohrloch kommen, die das geförderte Öl bei der Temperatur und dem Druck der Lagerstätte gelöst hatte.* Auch das wird durch Einbau entsprechender Düsen im Tubing oder durch Förderung unter Gegendruck erreicht. Zur rationellen Exploitation muß also oft die Förderung eingeschränkt werden und es kam vor, daß die Einschränkung bis auf weniger als 1% der potentiellen Förderung behördlich verlangt wurde. Bei zu rascher Förderung und der dadurch bewirkten Druckentlastung im Sande kann der Jamin-Effekt zur Wirkung kommen, wobei die im Sande rings um das Bohrloch entstehenden Gasblasen den Weg für weiteren Zufluß von Öl verstopfen. Auch kaum zu beseitigende Verstopfung durch Wachs oder Paraffin im Sand rings um das Bohrloch kann eine Folge sein.

Bei der Produktion muß auf ein geeignetes Verhältnis zwischen Gas und Öl geachtet werden, das in vielen Ländern jetzt von der Bergbehörde vorgeschrieben wird. In verschiedenen Teilen Rumäniens duldet man bei neuen Feldern maxim. die 250fache Gasmenge, die mit Älterwerden allmählich bis 1000 gesteigert wird. Langsame Abnahme des Sohldruckes sichert optimale Produktion.

Kein freies Gas entweichen lassen, bedeutet zugleich Erhaltung des Druckes. Hält man ein Bohrloch längere Zeit geschlossen, so nimmt der Sohldruck langsam wieder zu, weil das Randwasser nachdringt. Richtig produzieren heißt also, den Sohldruck im geschlossenen Loch konstant erhalten. Unterbleibt das in einem Loch, so strömt ihm mehr Gas zu und tritt Zugenbildung des Randwassers ein. Größere Permeabilität des Sandes an einer Stelle kann die Erhaltung des Druckes erschweren. Immer sollte angestrebt werden, wenigstens im ganzen Felde den Druck gleichmäßig sinken zu lassen.

Vergleich des Fließdrucks mit dem Schließdruck und Zeitdauer des Aufbaus des Schließdrucks geben sehr wertvolle Anhalte für die Permeabilität der verschiedenen Ölsande, wie Versuche HÜGEL's in Rumänien gut zeigten.

Mittel zur Verringerung von Ölverlusten sind die Sekundärverfahren.

1. Gas-Injektion ist Zufuhr von komprimiertem Gas in die sich an Energie erschöpfende Gaskappe. Man nimmt anfangs nasses Gas, zum Schluß trockenes Gas, damit dieses die leicht flüchtigen Bestandteile des Restöles zum Verdunsten bringt. Man hat auch mit geringem Erfolg Generatorgas angewendet. Luft wäre schlecht, wegen der Oxydationswirkung. Das Gas wird oben auf der Struktur eingepreßt.

Dadurch, daß Öl Gas löst, nimmt sein Volumen zu, seine Dichte wird kleiner und auch die Viskosität wird verringert. Die Ausbeute aus einem unter gas drive stehenden Ölfelde kann dadurch, daß schon in einem sehr frühen Stadium der Exploitation mit Gas Injektion begonnen wird, beträchtlich erhöht werden.

Es gelingt auch das in den Poren haftende Öl, das selbst nicht mehr genügend Gase enthält oder dort, wo hohe Fließwiderstände vorliegen, durch eingepreßtes Gas wieder zum Fließen bringen, das ist das *künstliche gas drive*.

2. Water drive, auch flooding genannt, ersetzt oder verstärkt den hydraulischen Druck. Die Wasserzufuhr erfolgt von unten, die ganze Struktur ist von mehreren Bohrungen zugleich in Angriff zu nehmen. Zusatz von Salzen, wie Soda oder Natriumsilikat erwiesen sich als günstig. Am besten geeignet ist das Lagerstättenwasser selbst. Süßwasser bringt Tone zum Quellen. Flooding ist nur bei zusammenhängenden Speichergesteinen möglich. Sorgfältige Schlumbergerprofil-Korrelationen müssen vorher zeigen, ob der Sand nicht nur einzelne Linsen bildet.

3. Bergmännische Gewinnung. Das Verfahren ist am längsten im Elsaß zu Pechelbronn in Gebrauch. Dort fährt man über dem durch Bohrungen exploatierten Ölsand Richtstrecken auf, von denen alle 10 m zirka 3 m tiefe Sicker-

schächte bis auf die Sohle des Ölsandes abgeteuft werden. Aus ihnen wird das Öl gepumpt. Es werden dadurch weitere 43% des ursprünglichen Ölgehalts gewonnen und 40% verbleiben immer noch im Sande. Im Campina, Rumänien, trieb man im Sand Grundstrecken derart, daß an der Sohle des Sandes eine Rinne in den Liegenton gegraben wurde. Pro laufenden Meter floß aus dem durch Bohrungen erschöpften Felde noch 1 to Öl ab, 20% des Ölgehaltes blieben dadurch immer noch unerfaßt. In Wietze in Hannover ging man dazu über, den Sand, nachdem der durch Sickerschlitze entölt war, bergmännisch abzubauen und obertags auszukochen, was eine restlose Ölausbeute erbringt. Die Bohrungen hatten 30% des Öls erfaßt. Pro Mann und Schicht erhielt man 0,121 to Öl. Die Grube ist gasfrei, aber der Streckenbetrieb im Ölsand ist sehr hohem Druck ausgesetzt. Alle Produktionsmaßnahmen werden Ingenieuren anvertraut, die sich dafür spezialisiert haben.

#### *Literatur*

- W. BENZ u. a. Erdöl und Tektonik in NW-Deutschland.  
 K. FRIEDL, H. WIESENER, R. JANOSCHEK u. a., Erdöl in Österreich. Wien 1957.  
 KENNETH K. LANDES, Petroleum Geology. New York 1951.  
 KREJCI-GRAF, Erdöl. Naturgeschichte eines Rohstoffes. Springer-Verlag. Berlin 1955.  
 LEWIS G. WEEKS, Habit of oil. Publ. A. A. of Petr. Geol. Tulsa 1958.  
 LEVORSEN, A. I., Geology of Petroleum. San Francisco 1954.  
 PAINE, P., Oil property Valuation. New York 1942.  
 RÜHL, W., Entölung von Erdöllagerstätten durch Sekundärverfahren. Geol. Jb. Hannover 1952.  
 RUSSEL, WILLIAM, L., Structural Geology for Petroleum Geologists. New York 1955.  
 STAHER, A. M., Erdölvorkommen der Welt. II. Aufl. Mainz 1956.  
 SOROKIN, L. W., Lehrbuch der geophysikalischen Methoden zur Erkundung von Erdölvorkommen. Berlin 1953.  
 Wiss. Acad. d. UdSSR: Erdölführung des Ural-Wolga Gebietes. Moskau 1956.  
 American Petroleum Institute, Report of Progress-Fundamental Research on Occurrence and Recovery of Petroleum 1950—1951.  
 Accademia Nazionale Dei Lincei, I Giacimenti Gassiferi dell'Europa Occidentale. Roma 1959.

### **Ozokerit und Asphalt**

*Ozokerit* (Erdwachs) ist ein Verdunstungsrückstand von Paraffinöl und Asphalt, ein Verdunstungs- und Oxydationsprodukt von Asphaltöl. Das erstgenannte Bitumen findet sich immer nur gangförmig auf Spaltenausfüllungen. Unter dem Namen Gilsonit, Grahamit u. a. wird Bitumen, zum Teil mächtigerer Gänge ausgebeutet. Die Hauptgewinnungsstelle für Ozokerit ist Boryslav, woselbst das Erdwachs über den Ölsanden gangförmig in den Dobrotover Schichten auftritt. Die Gänge sind oft nur schmal, zerschlagen sich mitunter und münden in der Tiefe öfters in Ölsanden. Sie werden bergmännisch gewonnen und das stark mit dem Mergel des Nebengesteins vermischte Material wird obertags ausgekocht. Starunia am Karpathenrande ist ein anderer bekannter Fundort. Die Jahresproduktion betrug einst 10.000 to und sank noch zu österreichischer Zeit auf 1700 to. Sie war gesucht für Ceresin, Fußbodenwachs und andere technische Zwecke, namentlich Kabelisolierungen.

*Asphalt.* Es gibt mehrere Typen von Asphaltvorkommen. Asphalt bildet sich am Ausbiß von Öllagern. Die ältesten bekannten Gewinnungsstellen sind solche Quellen am Euphrat und dem Tigris, auch am Toten Meere wurde schwimmender Asphalt gefischt. Die Kirablagerungen von Balachany auf Apsheron sind ein Gemenge von Asphalt und Ton, das von Schlammvulkanen gefördert wird. In großem Maße tritt Asphalt auf der Insel Trinidad in dem 1 km<sup>2</sup> großen Pechsee und am gegenüberliegenden Festlande im noch größeren See von Bermudez auf.

Dort schwimmt eine Decke von Asphalt, die man betreten kann, am Wasser. Der Trinidad Asphalt enthält etwa 25% Wasser und ähnlich viel Mineralsubstanz. Er wird in Mengen von 100—200.000 to jährlich abgeschöpft, was dem Seespiegel im Laufe der Jahre um einige Meter erniedrigt hat.

Gangförmig findet sich sehr reiner Asphalt (Albertit) im Tertiär von Utah und Neu-Braunschweig, wo er bis 500 m Tiefe verfolgt wurde. Mächtige Spaltenausfüllungen und anschließend lagerförmig tritt reiner, tiefschwarzer, muschelighrechender Asphalt bei Selenica an der Vjosa in Albanien im Hinterlande von Valona auf. Tiefbohrungen auf Öl blieben dort ohne Erfolg. Ebenso wird bei Herbaya im Bezirk Damaskus sehr reiner Asphalt, der bis 4 m mächtige Einlagerungen im Senonmergel bildet, ausgebeutet. Das Vorkommen Vergorac in Dalmatien ist ähnlich und geht nach unten in einen Schlot über. Sein Asphalt hat nur etwa 26% Bitumen. Im Bentheimer Sattel (nw. Osnabrück) stehen steile, dünne Asphaltgänge im Abbau.

Häufig trifft man Kalke an, die mehr oder weniger reichlich mit Bitumen imprägniert sind. Entweder sind sie tektonisch zermürbt und zerklüftet und erfüllt Asphalt alle Hohlräume und Klüfte, wie das bei dalmatischen Asphaltkalken hie und da, z. B. Brazza der Fall ist. Auch bei Varna (Varin) in der Slowakei wurden am Nordrande des Klein-Kriwan solche Kalke eine Zeitlang ausgebeutet. Die Imprägnation kann aber auch feinste Poren erfüllen. Die braunen Kalke des Val de Travers bei Neuchatel im Schweizer Jura erweisen sich infolge der Imprägnation beim Zerschlagen als überaus zäh. Ein bis zwei Bänke, 5—10 m dick, sind dem Urgonkalk konkordant eingeschaltet und führen bis zu 20% Bitumen. In Italien sind die mächtigen Asphaltkalken von San Valentino in den Abruzzen und besonders jene von Ragusa auf Sizilien zu nennen, woselbst man mit 12 Millionen Tonnen 10%igen Gesteins rechnet. In Limmer bei Hannover werden tag- und tiefbaumäßig mehrere 1—2 m aber auch 6 m starke, mit Asphalt imprägnierte Bänke ausgebeutet (12—14%). Andere deutsche Lagerstätten sind Vorwohle und Holzen am Hils in oolithischen Weißjurakalken sowie in der Kreide des Münsterlandes. Im Elsaß wird zu Lobsann ein 26 m starker Süßwasserkalk mit 5—12% Bitumen ausgebeutet. Er liegt in den oberen Pechelbronner Schichten und entstand nach HAAS und HOFMANN dadurch, daß Quellen aus der Tiefe Öl mitbrachten, das zu Asphalt oxydiert wurde. So erkläre es sich, daß der Asphaltkalk fossilarm, der nichtbituminöse Kalk aber fossilreich sei.

Häufig endlich sind Asphaltsande und -Sandsteine. Das größte derartige Vorkommen sind die Sande des Athabaskagebietes in Canada, die aber einen nur sehr mäßigen Asphaltgehalt aufweisen, nächst dem wohl die Book Cliff Mts. in Utah, wo 10 Milliarden Tonnen 8—11prozentigen Gesteins geschätzt werden. Hierzu können noch genannt werden die Sande von Tataros und Derna unweit Großwardein (Oradea Mare), Rumänien. Sie sind 6—7 m dick, liegen im Daz und haben mehr als 10% Bitumen. Fast doppelt so hoch ist der Bitumengehalt

Asphalt-Analysen	Selenica	Trinidad	Val de Travers
Bitumen löslich in CS <sub>2</sub>	82,50%	60,30%	8,50%
Mineralgehalt	17,50%	39,61%	90,95%
Spez. Gew. bei 15°	1,20		
Erweichungspunkt	90° C		
Schmelzpunkt	120° C		
Flammpunkt	280° C		
Schwefel		6,16%	

der Sande von Matitza (Prahowa). In Serbien kennt man solchen Sand von Mataruye bei Kraljewo.

Reinster Asphalt wird zur Herstellung von Lack und Firniß gebraucht und reine Asphalte, wie jener von Selenitza, deren organische Substanz in Suspension bleibt, wenn das Bitumen gelöst wird, dienen der Elektroindustrie als gußfähiges Isoliermaterial. Ein aus dem asphalthaltigem Gestein ausgekochter Asphalt ist der Goudron. Kalke mit 8–10% (nicht über 12%) dienen als Stampfmasse zum Straßenbau. Sehr niedrige Schwefelgehalte scheinen den Asphalt weich zu machen.

Von dem in den Handel kommenden Asphalt ist der größere Teil „Petroleum Asphalt“, d. i. ein Rückstand von der Erdölraffination, was 1941 für USA allein 8 Million sh tons ausmacht. Die Produktion an Naturasphalt (180.000 to) entstammt zur Hauptsache Trinidad. An Asphaltkalk wurden 1938 im Ganzen ca. 850.000 to gewonnen, wovon die Hälfte auf USA, etwas mehr als ein Viertel auf Italien, der Rest auf Deutschland, die Schweiz und Frankreich entfällt.

*Literatur:* Erdölbücher, insbes. HÖFER, ferner DAMMER und TIETZE, Nutzb. Mineralien.

## Ölschiefer

Ölschiefer oder bituminöse Schiefer sind solche dunkle Schiefergesteine, deren organische Substanz nicht oder nur in geringer Menge Kohle, sondern Bitumen ist, u. zw. hauptsächlich unlösliche Bitumenkörper (Kerogen), zum kleinen Teil auch lösliches Bitumen. In neuer Zeit wird für diese Schiefer gern der Ausdruck pyrobituminös angewendet, weil erst bei Anwendung von Hitze aus ihnen Bitumen erhalten wird. Das Bitumen kann als strukturloser, „gelblich bis rotbraun durchsichtiger, kristalliner doppelbrechender fester Körper“ (B. SANDER) erscheinen, der sich in seiner Verteilung im Gestein an die tonige Substanz hält und primär darin sedimentiert, nicht eingewandert ist. Überdies gibt es in den meisten dieser Gesteine figurierte Protobitumina, wie Sporen, Pollen, Algen, darunter auch die Gattung Reinschia. Es gibt mikroskopisch homogene Schiefer, wie der Posidonienschiefer, an die noch jene angeschlossen werden können, welche lediglich infolge Schichtung mit sedimentärer, mineralischer Substanz Inhomogenität aufweisen und primär heterogene Schiefer, welche reichlich oder vorwiegend stabile Protobitumenkörper, wie figurierte Organismen oder Organismenreste enthalten. Zahlreiche Beispiele lehren, daß das Protobitumen in tektonische Klüfte wandert. Der Versuch sowohl, wie natürliche Vorkommen zeigen, daß Schiefer, welche Druck ausgesetzt wurden, eine höhere Ausbeute an löslichem Bitumen geben. Neben dem Protobitumen kann unter dem Mikroskop erkennbare Kohle in bituminösen Schiefen vorhanden sein.

In zahlreichen Ländern gibt es bituminöse Schiefer in großen Mengen und man ist sich darüber einig, daß bei beginnender Erschöpfung der Öllager die Destillation der Ölschiefer wird Öl liefern müssen. Es ist errechnet worden, daß die Schiefer der Rocky Mountains allein 13 Milliarden Tonnen Öl liefern könnten. Der Preis des Öls müßte aber beträchtlich höher als gegenwärtig sein, wenn sich das Verfahren lohnen soll, zumal die Qualität des erzielbaren Öls weniger wertvoll ist, weil es viel Schweröl enthält. Die Ölschiefer sind Sapropelgesteine, dünn-schichtig und schwarz. Der Kukersit von Estland ist lichtbraun. Bei der Verwitterung bleichen sie aus. Sie finden sich sowohl in Süßwasser-, sowie in Meerwasserablagerungen. Mitunter bilden sie das Dach von ertrunkenen Kohlenflözen.

Zahllose Vorkommen sind über alle Teile der Erde verbreitet. Alt ist ihre Nutzung in Schottland, wo sie selbständige Flöze im Karbon bilden. Die dortige Ölschiefergewinnung lebt allerdings mehr von dem als Nebenprodukt anfallenden schwefelsauren Ammoniak als vom Öl. Deutschland verarbeitet schon lange die

Blätterkohle, welche in der 150 m tiefen Wanne von Messel bei Darmstadt liegt und in einem großen Tagbau gewonnen wird. Aus 300.000 to werden jährlich 17.000 to Rohöl erzeugt, wobei ein Gas von 2600 kal. anfällt. Viel versprach man sich vor 30 Jahren vom Posidonien-Schiefer des Lias in Süd- und Norddeutschland. Man erkannte aber, daß nur Verwertung der in größten Mengen anfallenden Steine die Nutzung wirtschaftlich machen könne. In Tirol sind im Hauptdolomit 0,5—1 m dicke Flöze von „Asphaltschiefer“ eingelagert, aus dem seit langem ein schwefelreiches Öl „Ichthyol“, gewonnen wird, das als Arzneimittel Verwendung findet. Schweden ist zur Nutzung seiner im Cambrium verbreiteten Alaunschiefer übergegangen, die pro Tonne 60 kg Dieselöl, 2 kg Benzin, 6 kg Ammoniumsulfat, eventuell 30 kg Schwefel liefern. Man hoffte auch noch den Gehalt an Vanadium und Molybdän nutzbar zu machen. In großem Maßstab ist die Verwertung des estländischen Kukersits, ein muschelreiches, hellbraunes, leichtes Schiefergestein, seit dem ersten Weltkrieg im Gange. Er wird aus dem flach liegenden Silur in ausgedehnten Tagbauen gewonnen und ist nicht eigentlich als Bitumenschiefer, sondern richtiger als Gytjtja zu bezeichnen. Im Karpatenraum kämen eventuell gewisse Menilithschiefer in Betracht, Jugoslawien hat bei Siny bitumenreiche Schiefer. Ein Lager, das über der Kohle von Aleksinac liegt, wird verschwelt. Die Vereinigten Staaten haben riesige Vorkommen in der Green River Serie, die eine sehr große Öl-Zukunftsreserve darstellen. Den hochwertigsten Ölschiefer hat New-South Wales in seinem Torbanit, der 30% Ausbeute geben soll. Große Gewinnung erfolgt als mächtiger Abraum über dem Flammkohlenflöz von Fushun in der Mandschurei. Man schätzt dort über eine Milliarde Tonnen Schiefer, der bei der Analyse 2—10% Öl gibt, zu haben.

Für die Bewertung gibt es keineswegs die Menge der brennbaren Substanz einen verlässlichen Anhalt, da diese zum Teil aus Kohle oder aus Koks liefernden Stoffen bestehen kann. Auch klafft ein beträchtlicher Unterschied zwischen dem durch Analyse und dem im Betrieb erzielbaren Ausbringen an destillierbarem Bitumen.

	Analyse	Ausbringen
Autun	8,3% Öl	5,3% Öl
Estland	23—25 % Öl	18 % Öl
Schottland		7 % Öl
Messel	30% Brennbares	6—10 % Öl
Posidonienschiefer	5— 7 % Öl	3— 4 % Öl
Izmit (Türkei)	11 % Öl	

In der Gegenwart dürfte die größte Ölschiefer-Gewinnung in Fushun und in Estland sein.

*Literatur:* Erdöl-Handbücher und V. C. ALDERSON im Quarterly der Colorado School of mines, Denver, 1922—25 und ALDERSON, The Oil shale industry, New York, F. A. Stokes Co. 1920.

### Beispiele von Schichtfolgen in Erdölrevieren

#### *Boryslav und Schodnica*

- Miocen \*Karpatische Salzformation, gipsführende graue Mergel. Mächtige Einlagerung des Konglomerat von Truskawiec, an seiner Basis Tuffit von Truskawiec. Bis zum untersten Gips 600 m Gänge von Erdwachs.
- Oligocen
- Rupel \*Polanica-Schichten, graue Mergel, *Amphysile Heinrichi*, *Meletta longimana*, 500 m = Kliwa Sandstein in Ostgalizien.

\*\* Sehr reiche Ölführung.

\* Produktive Ölführung.

(\*) Ölspuren.



- Lattorf Menilith-Schiefer, dunkler, blättriger, bituminöser Schiefer, Kieselstreifen, *Meletta crenata*, *Mel. sardinites*, *Lepidopus*, 200 m.  
 \*\*Boryslaver Sandstein, feinkörnig, 50 m.
- Eocaen  
 Barton \*Popiele Schichten, graue, sandige Schiefer, 100 m.  
 Auvers\*\*Hieroglyphen-Schichten, bunte Tone, grüne Querazitbänke, an der Basis u. Lutet exotische Blöcke, 300 m.
- Kreide \*Jamna-Sandstein, dickbankiger Quarzsandstein, mittel-grobkörnig, 200 m.  
 \*Inoceramen-Schichten, plattige Sandsteine, Kalk, grünliche Schiefertone, in der Mitte Fucoiden-Mergel über 300 m.

*Jaslo und Westgalizien*

- Oligocaen  
 Rupel Obere Krosno-Schichten, graue Schiefer und dünne Sandsteinbänke, Einlagerung von (wenige Meter) lichtgelblichem, dünnschichtigem Jaslo-Schiefer, 500 m.  
 Untere Krosno-Schichten mit dicken Sandsteinbänken, grauen Schiefen, 80 m.
- Lattorf Menilithschiefer, 100 m.
- Eocaen \*Hieroglyphen-Schichten (bunte Tone), 200 m, wechsellagernd mit Cieczkowicer Sandstein, feinkörnig, dickbankig, große Konkretionen (Orbitoiden und Lithothamnien in Mähren), 100 m.
- Kreide \*Czarnorzecki-Schichten, graue Schiefer mit grobkörnigen Sandsteinbänken, 100 m.  
 Schlesische Kreide.

*Prahova Erdölrevier in Rumänien*

- Pliocaen \*Levantin: gelbe Tone und Schotter, *Vivipara bifarcinata*, *Unio atavus* über 1000 m.  
 \*\*Daz: Mergel, Sand, Lignitflöze, *Unio*, glatte Viviparen, 300—400 m, darin Moreni-Sand, Drader-Sand.  
 Pont: lichtblauer Tegel, sehr wenig Sand, Cardien, *Valenciennesia*, *Congeria rhomboidea*, 400 m.  
 Wichtige Grenzschicht: *Congeria novorossica*, Bank 1—2 m.
- \*\*Mäot: Moldav Mergel und Sande, Oolith, *Hydrobia*, 300—400 m.  
 Dosinen-Mergel und Sande. *Dosinia maeotica*, *Cerithium istrizensis*, 30—50 m.
- Miocaen \*Sarmat: fossilreiche Kalksandsteine, Kalke, Sandsteine und Gipsmergel, 400 m.  
 \*Salifer: umfaßt Helvet und Burdigal, Salz, Mergel, Tuffit (Palla), 800 m. An der Basis Brebu-Konglomerat.  
 Diskordanz.  
 \*Aquitain: Cornu-Schichten, dunkle bituminöse Mergel.  
 Podumori-Schichten, 800 m, Fischschuppen, Tuffit, Gipsstreifen.
- Oligocaen \*Kliwa-Sandstein, dickbankiger weißer Quarzsandstein, 100 m, Meletta-Schiefer, blättrige, bituminöse Schiefer, dünne Hornsteinbänke, *Meletta crenata*, 60 m.  
 Graue, rote und weiße Mergel, grünlicher Fucoiden-Sandstein, Nummuliten, 600 m.
- Kreide Sandsteine, Konglomerate, rote Belemniten-Mergel.

*Grosny*

- Pliocaen Apscheron-Stufe: Sand, Ton, Schotter, vulkan. Material, 250 m.  
 Aktschagyl-Stufe: Ton, Sand, Schotter, Muschelkalk, 400 m.  
 Pont: Ton und weicher Sandstein, *Monodacna pseudocatillus*.  
 Diskordanz.
- Miocaen Sarmat, oberes: Tone, Sandsteinbänke *Mastra caspia*, 500—700 m.  
 Sarmat, mittleres: Mergel, *Cardium fittoni*, 170—350 m.  
 Sarmat, unteres: Tone und Steinmergel, *Mastra eishvaldi*, 50—120 m.  
 \*Torton Konka und Karagan: Tone, Sandstein, *Spaniodontella*, 220—400 m.  
 \*\*Helvet Tschokrak: Ton, Sandsteinbänke, *Spiralis*, *Syndesmia alba* u. a., 550 m.  
 Burdigal Tarkhan: Ton, *Pecten denudatus*, 40 m.

- Oligocaen Maikop oberes: Ton, Siderit-Konkretionen, Fische, 250—600 m.  
Örtliche Diskordanz.  
Maikop unteres: Ton, Sandsteinlinsen, Fische, bis 600 m.  
Khadum: Foraminiferen-Mergel, Fische, 20 m.
- Eocaen Grünliche und weiße Foraminiferen-Mergel, 120—150 m.  
Diskordanz.
- Kreide
- Baku*
- Pliocaen Baku-Schichten: Kalk, Sand, Ton, Konglomerat, 46 m.  
Apscheron-Schichten: Kalk, Oolith, Mergel, Ton Tuffit, 450 m.  
Cypris-Schichten: dunkle Tone mit Gas-Sanden, 76 m.  
Übergangs-Schichten: dtto, 11 m.  
Aktaschgyi-Schichten: dunkle Tone, Schiefertone, Sande, 50 m.  
Produktive Serie:  
\*\*Surachany-Schichten, 340—400 m, Asphaltöl, D. 0,92—0,94.  
\*\*Sabuntschi-Schichten, rötliche bis braune Tone und Sande, 300 m.  
Balachany Sch. teilweise ölführend, Grobsande u. Geröll, 300 bis 400 m.  
\*Supra Kirmaku, 40 m.  
Kirmaku, 200 m, Wasser.  
Infra Kirmaku, 40 m.  
Diskordanz.
- Miocaen Pont: Ton und Kalkmergel, 300 m.  
Sarmat: Diatomeen Schiefer mit kleinen Ölmengen, nicht produktiv,  
D. 0,8—0,87.  
Diskordanz.
- Oligocaen Tschokrak u. Spiralis Schichten: kieselig, kalkige Mergel, 100 m.  
Maikop Schichten: dunkle Schiefertone, *Amphysile* 300 m,  
Lamna Schichten.
- Eocaen Koun Schichten: grüne sandige Schiefer mit Kieselbänken, 500 m.
- Palaeocaen Sumgait Schichten (dunkelgrüne Fucoiden, Schiefer u. Sandsteine, 100 m.
- Kreide obere 1400 m;  
untere 2100 m.
- Jura Tithon, Kimmeridge bis Lias, 3500 m.

*Wiener Becken (nördlich der Donau)*

- Ober Pannon Bunte Zone: blaue und grüne Tone u. sandige Tone, fossilleer, 100 m.  
Blaue Zone: blaue Tegel und Sande, 100 m.
- Mittel Pannon Lignitische Zone: graue Tone *Congerina cf. balatonica* bez. *croatica*.  
60 m. *Cong. subglobosa* Zone, hellgraue Tegel und Sande, 150—250 m.  
*Cong. Partschi* Zone, dtto, 150 m.
- Unter Pannon *Cong. ornithopsis* Zone, dtto. mit Schotterlagen 220—250 m,  
großer Sand, 60—100 m.  
Tonmergel mit Ostracoden 20—30 m.  
Übergangszone (*Melanopsis impressa*, Congerien und einzelne sarmatische Arten), 15—20 m.
- Sarmat \*\*Tonmergel, grünlichgraue, 20 Sande, meist fossilreich, oben *Spirolina austriaca*. 300—900 m.
- Torton \*Tegel, graue und Sande. Im Beckeninneren Basisbreccien, 600 m.
- Helvet Schlier, graue, schichtige Mergel, *Pecten denudatus*, 500—800 m an der Basis:  
\*\*Flyschschutt mit groben Blöcken, 50—250 m.  
Diskordanz.
- Eocaen \*Glaukonitsandstein.  
Zliner (obere Hieroglyphen) Schichten.

*Oberösterreich (Alpenvorland)*

- Helvet Rieder Schichten, 40 m.  
Robulus Schlier, 200 m.
- Burdigal Haller Schlier, 450 m.
- Aquitane }  
Chatt }  
Rupel }  
Mergel, 300 m.



Dogger	
Ornatenton	grauer, blätteriger, feinsandiger Tonmergel, — 20 m.
Macrocephalen	
Sandstein	**grauer Kalksandstein, — 25 m.
Parkisonien-	
schichten	(*)Ölsandstreifen, — 100 m.
<i>Emsland Ölfeld (nach LÖGTERS)</i>	
Quartär	bis 100 m.
Tertiär	vorwiegend Eocæn bis 300 m. Transgression.
Oberkreide	helle Mergel und Kalke meist abgetragen bis 1000 m.
Unterkreide	alles graue Tongesteine, z. T. mit Sandsteinhorizonten, 1000—2000 m und zwar: Alb 400 m. Apt 150—200 m. Barrême 100—200 m. Hautrive 150—250 m. **Valendis 100—200 m darin Bentheimer Sandstein 20 bis 50 m, ölführend in Emlichshausen und Georgsdorf. *Wealden bis 500 m bei geringer Mächtigkeit (100 m) ölführende Lumachellen in Dalum und Adorf.
Jura	Portland (Kalke) 100—500 m. Transgression.
Dogger,	
Lias, Rhät	Transgression.
Trias	Keuper meist abgetragen. Muschelkalk ca. 200 m, oft auch abgetragen. Buntsandstein ca. 800—900 m.
Zechstein	*Plattendolomit mit Gas des Gasfeldes von Bentheim ca. 200—500 m.
<i>Elsaß (Pechelbrunn)</i>	
Ober Oligocæn	Cyrenen Mergel, 40 m.
(Stampien)	Meletta (Fisch-)Schiefer, 150—180 m. Foraminiferen Mergel, 20 m.
Mitteloilgocæn	Obere Pechelbronner Schichten, graue, grüne, schwarzbraune Mergel, Süßwasser Sch., 200—300 m, Asphalt von Lobsan.
Sannois	Fossilreiche Zone, Hydrobrien, Bryozoen <i>Mytilus</i> , graue und braune Mergel, 50—70 m. *Untere Pechelbronner Sch., Süß- und Brackwasser, 80—150 m, rote Leitschicht, Dolomitmergel, Anhydritknoten marin. 40—100 m.
Unter Oligocæn	Dolomitmergel, grün und schwarz, z. T. sandig, Süßwasser 100 m. Anhydrit und Salz führende Zone Mergel, marin. 110—150 m.
<i>Irak</i>	
Pliocæn	
Bakhtiari	Konglomerate, Schotter, Sande, Mergel über 3300 m.
Obere Fars	
Schichten	rote Sandsteine und Mergel, 3700 m.
Ober Miocæn	
Mittlere Fars	rote und grüne Mergel und Sandsteine, Gips-Bänke, 500 m.
Mittel Miocæn	
Untere Fars	*Gips, Anhydrit, Salz, Kalk, 1000 m.
Unter Miocæn und	
Ober Oligocæn	
Asmarikalk	**Kalk und Dolomit, klüftig und kavernös, 400—700 m.
Ober Eocæn	Kalk und Mergel.
Mittel Eocæn	(*)Globigerinen Kalke und Mergel, Sandstein und rote gips- führende Tone, bituminöse Schiefer, 70 m.
Unter Eocæn	Globigerinen Mergel und Sande, 800 m.
Kreide	*Kalke, schwarze Schiefer und Gipsmergel über 1500 m.
Jura	bituminöse Schiefer und Kalke.
Trias	Dolomite bituminös.

## Ortsverzeichnis

Adirondacks 139

Agarak 90

Ajani 175

Alabama 145

Alaska 118, 121

Almaden 127

Alpen 29, 39

Altenberg 113

Amberg 58

Ammeberg 102

Arkansas 143

Ashanti 119

Asse 237

Aussee 240, 241

Axiopolis 79

Bad Ems 16

Baia Mare 120

Baitza (Siebenbg.) 21, 132

Baku 336, 366

Banat 53

Bangka 114

Banska Bistrica 129

Basoren 70

Bawdwin Mine 111

Bayerland 88

Bela Stena 175

Bendigo 119

Beresowsk 117

Bergisch Gladbach 40

Blansko (Mähren) 182

Bleiberg 15, 79

Bleiberg-Kreuth 104

Blind River 136,

Bigadic 221

Bihorgebirge 145

Billiton 114

Bingham 91

Boliden 118, 131

Bolivien 130

Bor 93

Boryslav 335, 364

Brad (Siebenbürg.) 17,

119

Braden Mine 79, 90

Breitenau 175

Broken Hill 82, 102, 103

Brüsa 192

Buggingen 243

Bulghar Maden 106

Bursa 79

Bushveld 68, 114, 125

Butte (Montana) 22, 94

Camdag 61

Cardona 243

Carlsbad 238

Cerisor 171

Cerro de Pasco 123

Cerro de Potosi 123

Ceylon 170

Chalilowo 71

Chile 207, 218

China 130

Chvaletice (Böhmen) 67

Chuquicamata 91

Cobalt City 76

Coeur d'Alene 111

Colorado 82,

— -Plateau 29, 135

Comstock Lode 120

Cornwall 21, 22, 113

Cripple Creek 120

Crummendorf 181

Cypern 84, 201

Death Valley 219

Dekkan-Plateau 142

Djerissa (Tunesien) 56

Dobsina 55, 201

Domokos 70

Donezbecken 305

Drama 64

Drnis 143

Drosendorf 168

Dunatul 367

Dzeskasgan 92

Egeln 254

Eger 192

Eicklingen 232

Elba 54

Elbingerode 57

Eleusis 144

Emet 221

Emsland 335, 368

Ergani Maden 92

Erzberg 55

Erzgebirge 77, 80, 113

Espirito Santo 138

Euböa 174

Eugui 175

Falun 93

Fehmarn 196

Finika 65

Florida 216

Fohnsdorf 196, 320

Frankenstein 75

Franklin-Furnace N. Y.

64, 102

Freiberg (Sachsen) 14,

109

Freiberger Revier 124

Friedberg 196

Fünfkirchen 265

Fushun 275

Gant 144

Gellivara 53

Gifhorn 59

Glogau (Glogów) 99

Gmünd bei Spital 178

Goldküste 65, 213

Golfgebiete 206

Golfrevier 334

Göpfersgrün 171

Great Dyke 69

Groß Almerode 192

Großer Bärensee 135

Grosny 365

Grundlsee 205

Guleman (Türkei) 71

Haasel-Gröditzberg 99

Hallein 241

Hallstatt 241

Handlova 298

Harz 27

Hausruck 319

Hohe Tauern 118

Hohenbocka 183

Holland 316

Hüls 109

Hunedoara 56

Hüttenberg 31

Hüttenberger Erzberg 56

Idria 127

Iglesias 103

Ilmenau (Thüringen) 64

Irak 368

Iran 337

Jacoben 65

Jaslo 365

Joplin District 107

Kaisersberg 168

Kaloorlie 119

Kalusz 242

Kassandra 85

Katanga (Kongo) 77, 99

Keban 106

Kern Country 220, 358

Kertsch 60

Kiangsi 80

Kimberley 211

Kirka 111

Kirunavara 53

Kladno 263

Klingenberg 193

Knabengrube 78

Köflach 319

Kola 216

Kongsberg 77

Kostajnik 129

Kounrad 90

Kremikovei 56

Kremnitz 120

- Křemže 75  
 Kropfmühl 169  
 Kriwoi Rog 62  
 Krumau 169  
 Krušna hora 60  
 Kursk 62  
 Kynzsvart 178  
  
 La Paz 81  
 Langau 320  
 Lahn-Dill-Gebiet 57  
 Larymna 76  
 Laurion 103  
 Lausitz 281  
 Lavanttal 319  
 Leadville 102  
 Leoben-Seegraben 320  
 Lissa 129  
 Llallagua 114  
 Lothringen 60  
 Louisiana 357  
 Lüneburger Heide 198  
  
 Mačkatica 78  
 Madan 110  
 Magma Mine 94  
 Maidanpek 92  
 Mainburg 196  
 Mansfelder Mulde 97  
 Matzen 339, 343  
 Maubach 112  
 Mautern 171  
 Mechernich 112  
 Meggen 86, 208  
 Meissen 191  
 Mesabi Range 61  
 Mexiko 123  
 Miess 79, 105  
 Milos 186, 202, 208  
 Minas Geraes 62, 65, 138, 213  
 Minasraga 83  
 Minden 257  
 Missouri 108  
 Mississippi Tal 107  
 Mitterberg 15  
 Mitterberger Alpe 94  
 Mittelsudetische Mulde 318  
 Monte Amiata 127  
 Moreni 334, 336  
 Morro Velho 117  
 Morwell 273  
 Mother lode 118  
 Mühldorf 168  
 Mühlhausen 243  
 Murgul 92  
  
 Naxos 214  
 Neu-Caledonien 75  
 Neuchatel 362  
 Neurode 310  
 New South Wales 364  
 Niederschlesien 318  
 Nienhagen 367  
  
 Nikopol 66  
 Nordafrika 216  
 Nord England 300  
 Nordhausen 204  
 Nordrhodesien 99  
  
 Oberbayern 319  
 Oberer See 61, 91  
 Obernitz 180  
 Oberösterreich 366  
 Oberschlesien 106, 281, 286, 317  
 Ontario 123  
 Orhaneli 70  
 Ostalpen 22  
 Osttexasfeld 342  
 Otavi Bergland 82  
 Ouenza (Algerien) 56  
 Outukumpu 92  
  
 Panagjurište 84, 94  
 Paradise Range 178  
 Paraiba 81  
 Passau 169  
 Pechelbronn 329, 368  
 Peine-Ilse 59  
 Penarroja-Distrikt 124  
 Petsamo 74  
 Piesberg 300  
 Pilsen 188  
 Pinerolo 169  
 Podolien 217  
 Portugal 81  
 Posadza 207  
 Postmastburg 65  
 Pożarewo 65  
 Prahova-Distrikt 327  
 Prambachkirchen 217  
 Preit 137  
 Pribram 110  
 Priedor 55  
 Provence 143  
 Pyrenäen 177  
  
 Quebec 200  
  
 Rabenwald 172  
 Raibl 105  
 Rammelsberg 87  
 Ramsbeck 109  
 Reichenstein 131  
 Reitbrok 359  
 Rhodopen 110  
 Rhodesien 200  
 Riesengebirge 26, 96  
 Rio Tinto 84  
 Rörös 86  
 Ruhrgebiet 29, 30, 109, 301, 302, 305, 316  
  
 Saar Revier 315  
 Salzgitter 36, 58  
 Satka 177  
 Schemnitz 120  
 Schlaining 129  
  
 Schneeberg 131  
 Schottland 363  
 Schottwien 205  
 Schwertberg 188  
 Sedmocerlenici 106  
 Senftenberg 289  
 Sibirien 119, 212  
 Siebenbürgen 119  
 Siegerland (Westdeutschland) 54  
 Sizilien 206  
 Skopje 69  
 Slupianova 85  
 Solenhofen 203  
 Solikamsk 237  
 Sonora 170  
 Spanien 110  
 Srebrenica 111  
 St. Hippolyte 135  
 Stassfurt 235, 236  
 Statzendorf 182  
 Stebnik 243  
 Stördo 86  
 Ströbl 178  
 Sudbury 74  
 Südseeinseln 216  
 Sulitjelma 86  
 Susurluk 220  
 Sydvaranger 63  
  
 Taberg 52  
 Tarnobzeg 207  
 Tasna 131  
 Tauchen 319  
 Tavoy 80  
 Terego 178  
 Tichwin 143  
 Tintea 336  
 Tischenreuth 178  
 Tonopah 123  
 Travancore 137, 138  
 Trepca 102  
 Trieben 31, 168, 176  
 Tri State Field 107  
 Trinidad 361  
 Tschiaturi 66  
 Tsumeb 93  
 Tuja Mujun 137  
 Turhal 129  
 Turkestan 130  
 Tyrny-Aus 79  
  
 Uludag 81  
 Umm Bogma (Sinai) 64  
 United Verde Mine 93  
 Ural 54, 71, 75, 86, 125, 145  
  
 Vashegy 56  
 Veitsch 176  
 Ventura 334  
 Vogelsberg (Hessen) 58  
 Vorwohle 362

<b>Wabana</b> (Neufundland) 60	<b>White Pine</b> 100	<b>Zentralplateau</b> 135
<b>Wackersdorf</b> 272	<b>Windsheim</b> 204	<b>Zillingsdorf</b> 319
<b>Waldenburg</b> 302	<b>Wietze</b> 337	<b>Zinnwald</b> 113
<b>Werra-Fulda</b> 237	<b>Witwatersrandgebiet</b> 121, 136	<b>Zistersdorf</b> 331
<b>Westerwald</b> 191		<b>Zletovo-Kratovo</b> 111
<b>Wiener Becken</b> 340, 366	<b>Yorkshire</b> 40	<b>Zsital</b> 320

## Sachverzeichnis

- Adelszonen 16, 17
- Aluminium 140
- Alunitisierung 18
- Amianth 200
- Anhydrit 204, 226
- Anthrazit 248
- Antimon 128
- A-P-I-Einheiten 322
- apomagmatisch 24
- Arsen 130
- Asbest 200
- ascendent 41
- Asche 253
- Augenkohle 264
- Augensalz 232
- Auswaschungen 281
- autochthon und allochthon 288
- autochthone Kohlenflöze 283
  
- Baryt 208
- Bauwürdigkeitskoeffizient 16, 161
- Bauxit 140
- Bentonit 195
- Beryllium 139
- Bildungstemperatur 19
- Bitumenkörper 260
- black sand 35, 116
- Bläser 309
- Blei und Zink 101
- Bogheadkohle 248
- Bohrmehlprobe 164
- Borate 219
- Brandschiefer 276
- Braunkohlenquarzite 179
- Brennstoffverhältnis 249
- Brikettierbarkeit 271
- Bruchzins 165
- burried hills 339
  
- Cannelkohle 248, 269
- carbonspätige Bleiformation 108
- Cer 137
- chemisch-sedimentäre Lagerstätten 36
- Chrom 67
- Clarit 266
- Collinit 249, 266
- Crossfiber 200,
  
- descendent 41
- Diamant 211
- Diapir 232
- Diapirfalten 333
- Diaspor 178
- disponibler Wasserstoff 250
- Dolomit 203
- Dopplerit 249
- Durchschnittsgehalt 163
- Durit 249, 268
- Dysodil 248
  
- Eisen 52
- eluviale Seifen 31
- Engobeton 190
- epigenetisch 40
- Erdbrandgestein 282
- Erdgas 324
- Erdwachs (Ozokerit) 324
- Erze 2
- Erzfälle 17
- Erzprovinz 47
- Erzschläuche 17
- EBkohlen 247
  
- Farberden 214
- Feldquarzit 180
- Feldspat 178
- Fettkohle 247
- feuerfeste Tone 191
- Fixer Kohlenstoff 249
- Flammkohle 247
- Flankentypus 338
- Flinttone 193
- Flinz- oder Flockengraphit 166
- flooding 360
- Flözbrände 282
- flüchtige Bestandteile 5, 249
- fluorbarytische Bleiformation 108
- Fluorit 210
- Flutgold 116
- Förderzins 165
- Formsand 182
- Fusit 249, 269
  
- Gammastrahlen 133, 351
- Ganglagerstätten 14
- Ganister 179
- Gasausbrüche 309
- Gas drive 352
- Gase in Kohle 257, 307
- Gaskohle 247
- gas transfer 8
- glaciale Stauchungen 280
- Glanzbraunkohle 247
- Glassand 182
- Glimmer 199
- geochemische Schurfmethoden 348
  - Prinzipien 43
  - Methoden 155
- Geophysik 347
- geophysikalische Methoden 152
- Gips 204, 226
- Gipshut 234
- Gipsmantel 234
- Gold 115
- Graphit 166
- Greisenbildung 18
- Grundflöze 272
- Gutachten 164
- Gyttja 328



- Haftwasser 343  
 Halbfusit 270  
 Hartbraunkohlen 247  
 Hartsalz 226, 229  
 Haselgebirge 238  
 Harz 275  
 Hauwerkschüttung 161  
 Helium 324  
 Hilt'sche Regel 302  
 Hoffnungsbaue 150  
 Hohlraumfüllungen 13  
 Huminsäure 260  
 Humuskohle 248, 260  
 hydatogene Lagerstätten 41  
 hydrothermale Lagerstättenbildung 9  
 hypogen 41  
  
 Immediatanalyse 249  
 Imprägnationslagerstätten 13  
 Inkohlungsexperimente 307  
 Inkohlungsgrad 293  
 Inkohlungsprozeß 292  
 innere Gangmetasomatose 16  
 Isoradenplan 134  
 intramagmatisch 24  
 intrusive Kieslager 83  
 Isovalen 294  
  
 Jahresringe 226  
 Jamin-Effekt 353  
  
 Kalkbauxite 141  
 Kalkstein 202  
 Kaolin 184  
 Kaolinisierung 18  
 Karbonmoore und Tertiärmoore 290  
 Kieselgur 198  
 Kieselkreide 183  
 kiesige Bleiformation 108  
 Klüftung 264  
 Knottenerze 112  
 Kobalt 76  
 Kohlenarten 245  
 Kohleneisenstein und Toneisenstein 275  
 Kohlenlager 272  
 Kohlenpetrographie 265  
 Kohlenreserven 313  
 Kohlensäureausbrüche 310  
 Kohlenvorräte 314  
 Kokardenerze 16  
 Kokbarkeit 263  
 Kokskohle 247  
 Konstatierung von Kohle 312  
 Kontaktlagerstätten 8  
 Kontaktmetamorphose 298  
 Kosten der Schürfungen 156  
 Kugelskohle 265  
 Kupfer 88  
 Kupferglanz 89  
 Kupferschiefer 97  
  
 Lagerstättenenergie 352  
 Lagerstättenregeneration 39  
 lateralsekretionär 41  
 Lehm 190  
  
 Lignin 259  
 Liptobiolithe 248  
 liquid-magmatische Lagerstätten 5, 6  
 lithographischer Schiefer 203  
  
 Macerale 266  
 Magerkohlen 247  
 magmatogene Lagerstättenbildung 4  
 Magnesit 173  
 Magnesium 145  
 Mangan 63  
 Massfiber 200  
 Mattbraunkohle 247  
 Merensky Reef 125  
 Metallprovinz 47  
 metallogenetische Provinz 46  
 Metasomatose 11  
 metamorphe Lagerstätten-Umbildung 38  
 Methan 308  
 Migration 343  
 Mikroasbest 201  
 Mineralsuccession 20  
 Minette 60  
 Mittel 273  
 Molybdän 77  
 Monterey Schiefer 198  
 Muttergesteine 327  
  
 Naphtenöle 321  
 Naturkoks 299  
 Nebengesteinsumwandlungen 18  
 Neutronenkurve 351  
 Nickel 73  
 Nickelhydrosilikat 32  
 Nickellagerstätten 74  
 Nickelmagnetkies 74  
 Niob 139  
 Niveau der Lagerstättenbildung 25  
  
 Ölfeldwasser 341  
 Olivin 178  
 Ölstrukturen 332  
 Option 165  
 Oxydationszone 33, 89  
  
 Pandemit 220  
 Paraffinöle 321  
 „PBG-Erze“ 101  
 pegmatitische Lagerstättenbildung 7  
 perimagmatisch 24  
 Perlit 202  
 Phosphate 215  
 Piezoquarze 210  
 pneumatolytisch 5  
 pneumatolytische Lagerstättenbildung 7  
 ppm (parts per million) 156  
 primäre Teufenunterschiede 20  
 Probenahme 163  
 Produktionsabfallmethode 354  
 Propylitisierung 18  
 Prospektion 151  
 Pseudocannelkohle 269  
 Pyrit 275  
 Pyropissit 248

- Quarz 210  
 Quarzit 179  
 Quarzsand 182  
 Quecksilber 126
- Randwasser 342  
 rank 293  
 räumliche Verteilung der Lagerstätten 26  
 „Red bed“-Lagerstätten 95  
 Reduktionszahl 328  
 Reinkohle 249  
 Rejuvenation 20  
 Reservoirgesteine 329
- Salbänder 14  
 Salpeter 218  
 Salzaufstieg 233  
 Salzdome 334  
 Salze 222  
 Salzhang 234  
 Salzkohle 254  
 Salzspiegel 234  
 Salzstöcke 232, 236  
 Scharkreuze 17  
 Scheitelverschiebung 333  
 Schlagwettergefährlichkeit 310  
 Schlammvulkane 345  
 Schlitzprobe 163  
 Schlumbergermessungen 347  
 Schlumbergervverfahren 351  
 Schwefel 205, 256  
 Schwefelkies 83  
 Schwelkohle 248  
 Schurfbohrungen 349  
 Schürmann'sche Regel 252, 302  
 sedimentäre Lagerstättenbildung 35  
 Seifen 35  
 sekundäre Teufenunterschiede 33  
 Sekundärverfahren 360  
 sekundär-hydrothermale Lagerstätten-  
 bildung 40  
 selektive Metasomatose 12  
 Seritisierung 18  
 Silber 122  
 Sillimanit 178  
 Skarngesteine 8  
 Slipfiber 200  
 Smektit 195  
 Speckstein 170  
 Speichergestein 329  
 Sporen 260  
 Spurenelementforschung 46  
 submarine Exhalationslagerstätten 25  
 Substanzziffer 157  
 subvulkanische Lagerstätten 24  
 supergen 41  
 Steinguttone 190  
 Stigmarien 276  
 Stockwerkvererzung 14  
 Strahlungsmeßgeräte 133  
 Stratigraphische Erdölfallen 332, 339
- Streifenarten 249  
 Strukturarten 339  
 syngenetisch 40
- Talk 170  
 Tantal 139  
 tektonische Erdölfallen 332  
 telemagmatisch 24  
 Telescoping 23  
 Telinit 266  
 Tellurik 347  
 thermische Metamorphose 300  
 Thixotropie 197  
 Thorium 137  
 Titan 138  
 Ton 189  
 Töpfertone 190  
 Trass 201  
 Tripel 198  
 Tripoli 184  
 Trümmer-Carnallit 230  
 Trümmerlagerstätten 58  
 Tuffmittel 274  
 Tutenkohle 265
- Überhänge 337  
 Uran 132
- Vanadium 81  
 Vegetationszonen 285  
 Verkieselung 18  
 Vermiculit 200  
 Verrußung 282  
 versteinerte Kohle 275  
 Vertorfung 292  
 Verwitterungslagerstätten 31  
 Vitrit 249  
 Vitritstreifen 266  
 volumetrische Methode 354  
 volumetrisches Prinzip 352  
 Vorratsberechnung 354  
 Vorräteklassifizierung 159  
 vulkanische Lagerstätten 24
- Water drive 352  
 Weichbraunkohlen 246  
 Wert der Lagerstätte 165  
 Wetzsteine 213  
 Witherit ( $\text{BaCO}_3$ ) 208  
 Wolfram 80  
 Wurzelböden 276
- Xylit 249, 265
- Zellulose 259  
 Zementationszone 34  
 Zementfabrikation 202  
 Zinn 112  
 zonare Verteilung 22  
 Zwitter 113